

**ANÀLISI ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE LES NOGUERES
(Pirineus Centrals)**

**Eduard Saura Parramon
Tesi Doctoral
Setembre 2004**



**Universitat
Autònoma
de Barcelona**



**Universitat
Autònoma
de Barcelona**

Facultat de Ciències

Dpt. De Geologia

Unitat de Geotectònica

**ANÀLISI ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE LES NOGUERES
(Pirineus Centrals)**

Eduard Saura Parramon

Memòria presentada al Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona per optar al grau de Doctor en Geologia. Aquest estudi s'emmarca dins el programa de doctorat en Geologia realitzat durant el bienni 1996-1998.

Bellaterra, setembre de 2004.

Eduard Saura Parramon

Vist-i-plau:

Dr. Antonio Teixell Cácharo

Director

Memòria defensada davant del tribunal format per:

Presidenta: **Dr. Maria Luisa Arboleya Cimadevilla**

Vocal 1: **Dr. Josep Poblet Esplugas**

Vocal 2: **Dr. Jaume Vergés Massip**

Vocal 3: **Dr. Antonio Casas Sainz**

Secretari: **Dr. Joan Guimerà Roso**

La Força de Voluntat.-

L'home porfidiós sap que es tracta tan sols de tenir (i mantenir durant l'estona necessària) la voluntat ferma d'aconseguir-ho.

No hi ha més històries, ni enigmes de cap mena. S'agenolla, abaixa el tors fins que la cara li queda a un pam de la pedra [...]

Durant una estona mira la pedra fixament, clavant els ulls en cada irregularitat, mirant de copsar-la del tot, d'establir-hi una comunicació absoluta, fins que la pedra es converteixi en una prolongació, a un pam de distància, d'ell mateix. És al pic del migdia; la brisa compensa l'esplendor del sol. [...]

La pedra continua en silenci. L'home porfidiós somriu. No es rendeix fàcilment davant les adversitats. Ha pres el determini d'ensenyar a parlar la pedra sabent que no serà cap feina fàcil.

Sap que, durant segles, els homes han menystingut les possibilitats verbals del regne mineral i això fa que, potser per primer cop en molts anys, un home sobri estigui cara a cara amb una pedra intentant fer-la parlar. Si a això hi afegim la desídia tradicional de l'alumnat es fa clara la dificultat de l'empresa[...]

Cap resposta. L'home torna a somriure, s'acaricia la barbata, dreça el tors, es posa dret, es treu un paquet de tabac de la butxaca, del paquet en treu un cigarret i l'encén. Fuma observant la pedra. ¿Com ha d'establir-hi contacte? ¿Com ha de comunicar-s'hi? [...]

QUIM MONZÓ

El perquè de tot plegat

- Qui no s'ha sentit així alguna vegada...

ÍNDEX.....	i
AGRAÏMENTS.....	v
RESUM.....	vii
RESUMEN.....	viii
ABSTRACT.....	ix
1. INTRODUCCIÓ.....	1
1.1 MARC GEOLÒGIC.....	3
1.1.1 Estructura de la Serralada Pirinenca.....	3
1.1.2 Característiques generals de la zona d'estudi.....	6
1.1.3 Antecedents en l'estudi de l'evolució tecto-sedimentària de la vessant sudpirinenca central.....	8
1.2 PLANTEJAMENT DEL PROBLEMA.....	11
1.2.1 La Zona de les Nogueres.....	11
1.2.2 La Modelització tectònica: estat de la qüestió.....	13
1.3. OBJECTIUS.....	17
2. CARACTERÍSTIQUES ESTRATIGRÀFIQUES DE LA ZONA D'ESTUDI.....	19
2.1 PRINCIPALS DIVISIONS GEOGRÀFIQUES I GEOLÒGIQUES UTILITZADES.....	21
2.1.1 Mantell de l'Orri i làmina encavalcant d'Erta.....	21
2.1.2 Làmines encavalcants de les Nogueres.....	21
2.1.3 Mantell de Bóixols.....	22
2.1.4 Escata de Banyeres.....	22
2.1.5 Conques terciàries de la Pobla de Segur, Taús i Montant de Tost.....	24
2.1.6 Fossa de Cerc.....	24
2.2 PALEOZOIC PRE-HERCINIÀ.....	25
2.2.1 Cambro - Ordovicià (CO).....	25
2.2.2 Silurià (S).....	26
2.2.3 Devonian.....	27
2.2.4 Carbonífer pre-hercinià.....	30
2.3 PALEOZOIC POST-HERCINIÀ.....	32
2.3.1 Carbonífer post-hercinià.....	32
2.3.2 Permià.....	35
2.4 MESOZOIC.....	37
2.4.1 Triàsic.....	37
2.4.2 Juràssic i Cretaci inferior.....	43
2.4.3 Cretaci superior.....	48
2.5 CENOZOIC.....	56
2.5.1 Cenozoic sinorogènic.....	56
2.5.2 Cenozoic postorogènic.....	65
3. DESCRIPCIÓ DE LA METODOLOGIA ANALÍTICA.....	69
3.1 INTRODUCCIÓ.....	71
3.2 CARTOGRAFIA.....	72
3.3 ELABORACIÓ DE TALLS COMPENSATS.....	73
3.3.1 Els algorismes de restitució geomètrica del 2DMove.....	73
3.4 MODELITZACIÓ CINEMÀTICA.....	77
3.4.1 Algorismes de modelització i restitució cinemàtica del programa 2DMove.....	77
3.4.2 Algorismes de modelització cinemàtica del programa RampeEM 3.1.0.....	80
3.5 RECONSTRUCCIÓ 3D.....	84
3.5.1 Reconstrucció de superfícies amb Autocad 2002.....	84
3.5.2 Construcció de superfícies amb Gocad.....	87
3.6 MODELITZACIÓ ANALÒGICA EN UN DISPOSITIU TIPUS "SANDBOX".....	89
4. ESTRUCTURA I EVOLUCIÓ DE LA ZONA DE LES NOGUERES.....	93
4.1 SECTOR OCCIDENTAL: GOTARTA – STA. BÀRBARA.....	97
4.1.1 Transversal d'Igüerri (tall 1).....	99
4.1.2 Transversal de Malpàs (tall 2).....	104
4.1.3 Transversal de Coll de Fades (talls 3A i 3B).....	108
4.1.4 Relació entre l'escata d'Erta i el sistema encavalcant de Gotarta – la Costera.....	114
4.1.5 Reconstrucció tridimensional del sistema encavalcant de Gotarta – la Costera.....	117
4.1.6 Transversal del Manyanet (tall 4).....	119
4.1.7 Transversal de Sta. Bàrbara (tall 5).....	124
4.1.8 Relació entre l'escata d'Erta i l'apilament de Sta. Bàrbara i Erdo.....	132
4.1.9 Reconstrucció tridimensional de les làmines de Sta Bàrbara i Erdo.....	134

4.1.10 Modelització analògica de sèries discordants i aplicació a la làmina encavalcant d'Erta	136
4.2 SECTOR CENTRAL: FREIXE - GERRI.....	149
4.2.1 Transversal del Cogulló (tall 6).....	150
4.2.2 Transversal de la Noguera Pallaresa (talls 7, 8 i 9).....	157
4.2.3 Transversal de Taús (Tall 10).....	169
4.2.4 Transversal de Trejuvell (Tall 11).....	173
4.2.5 Relació entre les làmines encavalcants de les Nogueres i el mantell de l'Orri.....	176
4.2.6 Reconstrucció tridimensional de les làmines de les Nogueres	179
4.3 SECTOR ORIENTAL: EL MONTSEC DE TOST	181
4.3.1 Transversal de Castellar de Tost (tall 12).....	182
4.3.2 Transversal de Torà de Tost (tall 13).....	185
4.3.3 Transversal de Banyeres (tall 14).....	188
4.3.4 El marge sud de la fossa de la Seu: la fossa de Cerc	192
4.3.5 El mantell de l'Orri i la conca del Cadí	195
4.3.6 Relacions entre les làmines encavalcants del Montsec de Tost i Banyeres	198
4.4 RELACIÓ ENTRE LA ZONA DE LES NOGUERES I LA USC. EL REGISTRE TECTO-SEDIMENTARI DELS CONGLOMERATS TERCIARIS.....	202
4.4.1 La conca de Senterada.....	203
4.4.2 El marge nord de la conca de la Pobla de Segur a la vall del Flamicell	207
4.4.3 El contacte entre la USC i la zona de les Nogueres entre les valls de la Noguera Pallaresa i el Segre.....	213
4.4.4 Els conglomerats de Montant de Tost i la falla de Colldarnat.....	214
4.5 SÍNTESE DE L'EVOLUCIÓ TECTO-SEDIMENTÀRIA DEL MARGE SUD DE LA ZONA AXIAL: RECONSTRUCCIÓ TRIDIMENSIONAL.....	216
4.5.1.- Emplaçament de les làmines de la zona de les Nogueres.....	216
4.5.2.- Emplaçament dels mantells d'Erta i l'Orri.....	217
4.5.3.- Emplaçament del mantell de Rialp.....	218
4.5.4.- Observacions referents a l'arrelament de la zona de les Nogueres.....	219
5. VALORACIÓ DELS SISTEMES INFORMÀTICS D'ANÀLISI ESTRUCTURAL A PARTIR D'EXEMPLES EXPERIMENTALS I DE CAMP	221
5.1 SECCIONS DE "CONTROL".....	224
5.2 VALORACIÓ I APLICACIÓ DELS ALGORITMES DE RESTITUCIÓ GEOMÈTRICA DEL PROGRAMA 2DMove.....	233
5.2.1 Restitució geomètrica dels tascons de sorra	233
Restitució amb Line Length Unfolding	233
Restitució amb Flexural Slip Unfolding	238
Restitució amb Simple Shear Unfolding (Restore).....	245
Conclusions referents a la restitució dels talls dels models de sorra.....	247
5.2.2 Restitució geomètrica de les seccions de camp	249
Restitució amb Line Length Unfolding	250
Restitució amb Flexural Slip Unfolding	253
Restitució amb Simple Shear Unfolding (Restore).....	263
Conclusions referents a la restitució dels talls de camp	268
5.3 VALORACIÓ I APLICACIÓ DELS ALGORITMES DE MODELITZACIÓ CINEMÀTICA DEL 2DMove	275
5.3.1 Anàlisi de models teòrics.....	275
La deformació amb Fault Parallel Flow (FPF)	277
La deformació amb Inclined Shear (IS).....	284
Comparació entre els dos algoritmes	289
Modelització d'imbricacions múltiples.....	290
5.3.2. Modelització cinemàtica dels tascons de sorra	294
Modelització cinemàtica en retrocés: restitució cinemàtica.....	295
Modelització cinemàtica en avanç.....	302
Conclusions referents a la modelització cinemàtica dels tascons de sorra.....	307
5.3.3 Modelització cinemàtica en avanç dels talls de camp	308
5.3.4 Restitució cinemàtica dels talls de camp	313
5.4 MODELITZACIÓ CINEMÀTICA DE PLECS DE PROPAGACIÓ DE FALLA AMB EL PROGRAMA RampeEM.....	319
5.4.1 Modelització de plecs de propagació de falla aïllats (PPF).....	319
5.4.2 Modelització de sistemes imbricats.....	322
5.4.3 Conclusions referents a la utilització de l'algoritme PPF del programa RampeEM.....	325
5.5 VISUALITZACIÓ I MODELITZACIÓ 3D: APLICACIÓ I VALORACIÓ	326

5.6 CONCLUSIÓ: APLICABILITAT I LIMITACIONS DELS SISTEMES UTILITZATS	329
6. CONCLUSIONS	333
7. BIBLIOGRAFIA	339

ANNEXOS

A1.- English figure caption.

A2.- Mapes i talls geològics de la zona de les Nogueres.

Làmina 1.- Mapa geològic de la zona de les Nogueres a l'est de la Noguera Ribagorçana.

Làmina 2.- Talls geològics de la zona de les Nogueres.

Làmina 3.- Llegendes del Mapa geològic i els talls.

A3.- (CD) Reconstruccions tridimensionals amb format DXF.

A4.- (CD) Mapes topogràfics de la zona estudiada amb format TIF.

A5.- (CD) Talls geològics de Saura (2000) amb format TIF.

A6.- (CD) Mapes geològics amb format PDF.

Quan prens la decisió d'embranchar-te en una tesi (moltes vegades ni jo mateix pensava que s'acabaria!) no ets conscient del què això implica de veritat. No només es tracta d'evolucionar científicament sinó que també representa un pols amb tu mateix, la teva capacitat d'afrontar els reptes, la teva força de voluntat, el teu orgull i més d'una vegada el teu mal geni. Si a més, no disposes d'una beca d'investigació, el repte és encara major, et passeges per la línia que separa la intrepidesa de la temeritat, i es fa encara més necessària l'ajuda dels que t'envolten. Per això són moltes les persones que m'han ajudat d'una manera o altra durant aquests últims anys a les que vull donar les gràcies:

En Toni Teixell ha estat sempre al meu costat, ajudant-me quan ho he necessitat, animant-me quan m'ha vist baix de moral, fent-me les preguntes que s'han de fer per orientar-me, buscant solucions als meus problemes extra-acadèmics de qualsevol mena, suportant estoicament algun atac de nervis i sobretot, convertint els meus manuscrits en autèntics festivals sandinistes amb el seu boli vermell.

Tots els membres de la unitat de Geotectònica m'han ajudat directament o indirecta durant aquest temps. El grup va confiar en mi en contractar-me com a professor associat, i mai han posat límit a la meva addicció a consumir material fungible... La Maria Luisa Arboleya, el Jordi Carreras i el Manuel Julivert, han col·laborat amb generositat sempre que ha fet falta, l'Elena Druguet sempre ha estat receptiva a les meves preguntes i m'ha ajudat quan ha calgut, el David Soler també em va recolzar molt quan era al departament, i els nouvinguts Eliseo Tesón i Enrique Gómez han portat aire fresc, bon humor i una predisposició infinita a ajudar. La col·laboració de l'Albert Griera ha estat indispensable; hem compartit el despatx, les penes i les glòries, i sobretot, ha estat la principal víctima de les meves limitacions informàtiques.

Aquest treball ha estat finançat en part pel projecte "estudio estructural de la zona de los Nogueras" de l'IGME. Agraeixo a l'Antoni Barnolas el seu permís per utilitzar el treball realitzat per a l'IGME en l'elaboració d'aquesta tesi. Aquest treball també ha estat finançat en part pel projecte MCYT-BTE2003-0049, agraeixo a Maria Luisa Arboleya les facilitats donades.

Amb tots els professors del departament de Geologia de la UAB he compartit algun moment els darrers anys i han estat sempre disposats a donar un cop de mà quan els ho he demanat. Especialment vull agrair la seva col·laboració a l'Esteve Cardellach, el José Felipe Noguera, la Mercè Corbella, l'Esmeralda Caus, el Paco Martínez i el Pep Mas. El David Gómez m'ha acollit sempre amb un somriure, m'ha deixat tanta bibliografia com li he demanat i mai s'ha cansat de les meves preguntes.

El Carpe, la Karima, el Juandi, l'Sting, el Germán i la Dolors han estat bons companys tot aquest temps, sempre predisposats a treballar desinteressadament. Junts hem après i compartit moltes coses.

Els alumnes van ser molt comprensius amb la meva inexperiència docent i acceptant els canvis d'horari d'última hora. L'ajuda en les figures de la Neus Alcañiz en aquest estadi final ha estat indispensable.

Els àpats i cafès compartits amb el Toni, el David gran, el David petit, la Karima, la Mercè Rullan, l'Sting, l'Esteve, la Mercè Corbella, el Juandi, el Germán, la Maria Luisa, l'Eliseo, l'Enrique, la Mònica Ribas, el Paco, el Jose Felipe, el Fidel, el Joan Farran, la Geneta, en David Soler, el "Guije", l'Anna, l'Esther i l'Oriol han fet molt més amenes les hores passades a la universitat.

Durant la meva estada a Suècia, subvencionada per una beca BE de l'AGAUR, el Hemin Koyi em va acollir amb molta amabilitat, em va ensenyar a moure'm pel laboratori i em va introduir al complicat món de la modelització analògica. Amb l'Aude i la Katterina vam passar molt bones estones al laboratori, i el clan hispano-germànic d'Uppsala em va fer sentir com a casa.

Altres persones que m'han ajudat en diversos moments a qui estic especialment agraït són la Imma Gil Peña i l'Alejandro Robador de l'IGME, l'Antonio Rabaglia de la Universitat di Pavia, l'Oscar Fernández de la UB i el Lluís Ardévol de Tremp.

La mare, el pare, la Meri i en Jordi han estat sempre el puntal principal per a mi. Han comprès l'incomprensible i moltes vegades ho han vist tot amb més claretat que jo mateix. Moltes gràcies!.

Tenir orígens al Pallars implica conèixer una proporció elevada de la població de la comarca, fet que a vegades t'obliga a sacrificar part del treball de camp, en favor de la vida social. La família de la Xosa de Bóixols: la Padrina, els tiets, la Maribel, la Lídia, el Jordi i el Xavi em van acollir més d'una vegada, sempre amb la por que em morís de gana ... Els tiets i cosins de Ca l'Armengol de Tremp van rebre'm a casa seva com un nét més i amb la Mireia i l'Eva vam passar molt bones estones junts. La Pili i el Josep de Vilella sempre van tenir un plat a taula per mi, i mai va ser fàcil tornar a treballar a la tarda quan dinava amb ells.

Els amics de Girona i Tortosa han estat bàsics per a la meva salut i equilibri mentals. Com els pares, han estat un altre puntal sense el qual no hauria acabat mai aquesta tesi, que tantes vegades m'ha allunyat d'ells. L'Emma també ha estat una víctima col·lateral d'aquest treball, m'ha permès omplir-li la casa de papers, inutilitzar-li el minimenjador amb el meu ordinador, i sempre m'ha animat.

Finalment, no vull oblidar els meus companys de promoció, de qui el temps m'ha desconnectat, però amb qui vaig aprendre tantes coses.

RESUM

Aquesta tesi doctoral es divideix en tres parts. En la primera es realitza una anàlisi estructural de la zona de les Nogueres, al marge sud de la Zona Axial dels Pirineus centrals, mitjançant l'elaboració d'una cartografia a escala 1:25000 i 13 talls geològics seriatos. També en aquesta part es realitza un estudi de les conques intramuntanes terciàries (Eocè superior – Oligocè) que tenen un caràcter sintectònic respecte la deformació contractiva tardana. A la segona part és realitza una modelització analògica amb materials granulars (sorra i *glass microbeads*) de la deformació de sèries discordants, amb l'objectiu de comprendre els processos d'inversió tectònica de les fosses pre-orogèniques. A la tercera part es realitza una valoració crítica dels algorismes de restitució i modelització cinemàtica de coneguts programes d'anàlisi de talls geològics (2DMove i RampeEM), i la seva aplicabilitat en una estructura complexa com la estudiada.

El tret més destacable de la zona de les Nogueres és el control de la deformació exercit per les fosses estefano-permianes pre-orogèniques. La presència i dimensions d'aquestes fosses determinen la localització i mida de les principals làmines encavalcants i permeten definir tres grans grups de làmines (mantells de l'Orri, Erta i Nogueres), en una agrupació que presenta diferències amb les establertes prèviament per altres autors. La principal divisió que es pot fer de la zona de les Nogueres és en sentit lateral, és a dir est-oest. Aquesta divisió reflecteix canvis de dimensions de les làmines i de grau d'apilament, i està limitada per zones de transferència complexes. Per altra banda, en funció de la posició i cronologia d'emplaçament he diferenciat tres grups de làmines en el mantell de Nogueres. Un grup inferior (la Costera, Sta. Bàrbara, Arcalís – España i Hostalets – Adraén), un grup intermedi (Gotarta, Erdo – Castellgermà, Freixe i Montsec de Tost) i un de superior (Castells). La presència o no de fosses estefano-permianes i la natura del sòcol hercinià (“àrea de subfàcies”) no és l'element determinant d'aquesta divisió, ja que el canvi de fàcies del sòcol és en sentit est-oest. El registre conglomeràtic terciari es pot dividir en tres formacions amb grau de deformació decreixent, que estan relacionats amb encavalcaments i retroencavalcaments d'alt angle associats als encavalcaments subjacents d'Erta i l'Orri. La modelització analògica reproduïx els retroencavalcaments, i s'emmarca dins el procés d'inversió de fosses tectòniques amb capes angularment discordants.

La valoració de les eines informàtiques esmentades revela limitacions. Per exemple, en la modelització en avanç, es produeix una sobredimensió de la deformació interna transmesa als blocs superiors, amb una consegüent distorsió de sistemes imbricats múltiples. En restituir els talls reals, sorgeix una necessitat de procedir per parts per minimitzar errors acumulats. Això ha obligat a dissenyar procediments de treball específics per les estructures estudiades.

ABSTRACT

This thesis memoir is divided in three parts. In the first part, a structural analysis of the Nogueres Zone, at the leading edge of the Axial Zone antiformal stack of the central Pyrenees, is performed by means of geological mapping (1:25000 scale) and 13 serial cross-sections. This part also includes a study of Tertiary intramontane molasse (Upper Eocene – Oligocene), which is syn-tectonic with respect to late deformation. Analogue modelling with granular materials (loose sand and glass microbeads) of unconformable sequences is developed in the second part, focussing on tectonic inversion processes affecting pre-orogenic basins. The third part presents a valoration of the applicability of restoration and kinematic modelling software (2DMove and RampeEM) to complex thrust structures.

In the Nogueres Zone, the pre-orogenic Stephano-Permian basins exerted a major control on the compressional deformation. The presence and dimensions of these basins conditions the location and size of thrust sheets, and enhance the distinction of three main thrust units (Orri, Erta and Nogueres thrust sheets), according to criteria different from those used by previous authors. An east-west division of the Nogueres Zone can be done, reflecting changes in thrust sheet dimensions and stacking, bounded by complex transfer zones. On the other hand, according to the position and emplacement chronology, I have differentiated three groups in the Nogueres thrust sheet: a lower group (la Costera, Sta. Bàrbara, Arcalís – España i Hostalets – Adraén), a middle group (Gotarta, Erdo – Castellgermà, Freixe i Montsec de Tost) and an upper group (Castells). The location of Stephano-Permian basins and the nature of the Hercynian basement are not key elements in this division, as basins are irregularly distributed and changes in basement facies occur in an east-west direction. Tertiary conglomerates can be divided in three lithostratigraphic groups, with upwards decreasing deformation, related to high angle thrusts and backthrusts associated to underlying Erta and Orri thrusts. Sandbox modeling reproduces backthrusts, constituting a good analogue of the tectonic inversion of basins with unconformable sequences.

The application of the aforementioned computer algorithms to natural and experimental cross-sections is a good analytical tool, but shows limitations. Forward modelling results in excess distortion of imbricate systems due to internal deformation being indiscriminately transmitted to thrust hangingwalls, and during restoration, it becomes necessary to proceed by parts to minimize cumulative error. Hence, specific workflows are designed for kinematic modeling of the study structures.

RESUMEN

Esta tesis doctoral se divide en tres partes. En la primera se realiza un análisis estructural de la zona de les Nogueres, en el margen sur de la Zona Axial de los Pirineos centrales, a partir de la elaboración de una cartografía a escala 1:25000 y 13 cortes geológicos seriados. También en esta parte se realiza un estudio de las cuencas interiores terciarias (Eoceno superior – Oligoceno) que tienen un carácter sintectónico respecto a las deformación contractiva tardía. En la segunda parte se realiza una modelización analógica con materiales granulares (arena y *glass microbeads*) de la deformación discordancias angulares, con el objetivo de comprender los procesos de inversión tectónica de las cuencas pre-orogénicas. En la tercera parte se realiza una valoración crítica de los algoritmos de restitución y modelización cinemática de conocidos programas de análisis de cortes geológicos (2DMove y RampeEM), y de su aplicabilidad en una estructura compleja como la estudiada.

La característica más destacable de la parte sur de la Zona Axial es el control de la deformación efectuado por las fosas estefano-pérmicas pre-orogénicas. La presencia y dimensiones de estas fosas determinan la localización y tamaño de las principales láminas cabalgantes y permiten definir tres grandes grupos de láminas (mantos de Orri, Erta y Nogueres), atendiendo a criterios diferentes a los utilizados previamente por otros autores. La principal división que puede efectuarse de la zona de les Nogueres es en sentido lateral, este-oeste. Esta división refleja cambios de dimensiones de las láminas y del grado de apilamiento, y está limitada por zonas de transferencia complejas. Por otra parte, en función de la posición y cronología de emplazamiento he diferenciado además tres grupos de láminas en el manto de Nogueres. Un grupo inferior (la Costera, Sta. Bàrbara, Arcalís – España y Hostalets – Adraén), un grupo intermedio (Gotarta, Erdo – Castellgermà, Freixe y Montsec de Tost) y uno superior (Castells). La presencia o no de fosas estefano-pérmicas y la naturaleza del basamento (área de subfacies) no es el elemento determinante de esta división, puesto que el cambio de facies en el basamento se da en sentido este-oeste. El registro conglomerático terciario se puede dividir en tres formaciones con grado de deformación decreciente, que están relacionadas con cabalgamientos y retrocabalgamientos de alto ángulo asociados a los cabalgamientos subyacentes de Erta y Orri. La modelización analógica reproduce los retrocabalgamientos, y se enmarca en los procesos de inversión de fosas tectónicas con capas angularmente discordantes.

La valoración de las herramientas informáticas utilizadas revela limitaciones. Por ejemplo, en la modelización progresiva, se produce una sobredimensión de la deformación interna transmitida a los bloques superiores, con la consiguiente distorsión de sistemas imbricados múltiples. Al restituir los cortes reales, surge la necesidad de proceder por partes para minimizar errores acumulados. Esto ha obligado a diseñar procedimientos de trabajo específicos para las estructuras estudiadas.

1. INTRODUCCIÓ

L'elaboració d'aquesta tesi està orientada en dues línies de treball ben diferenciades. Per una banda, amb la intenció de contribuir al coneixement de la geologia estructural d'aquesta part dels Pirineus, es realitza una anàlisi estructural clàssica, mitjançant cartografies, talls compensats, recopilació bibliogràfica ..., mentre que per l'altra s'utilitzen diverses tècniques de modelització tectònica analògica i numèrica, amb l'objectiu de completar i validar els resultats obtinguts, però també amb una visió crítica d'aquests mètodes. Per tant, l'estructura de la tesi reflectirà aquesta bimodalitat, tot i que en alguns casos, els resultats de la part de modelització es presentaran a la part de geologia regional, ja que aquesta ha estat la base principal en la que s'han fonamentat els models, tant analògics com numèrics. No obstant, es presenta en el capítol sobre modelització una anàlisi crítica dels mètodes emprats més enllà dels resultats obtinguts per a la geologia regional utilitzant com a instruments de validació talls geològics dels Pirineus i seccions de models *sandbox*.

1.1 MARC GEOLÒGIC

1.1.1 Estructura de la Serralada Pirinenca

Els Pirineus (fig. 1.1) són una faixa orogènica situada entre les plaques Europea i Ibèrica, resultant de la col·lisió entre aquestes durant el Cretaci superior i el Terciari. La seva extensió com a cadena de muntanyes es troba al voltant dels 450 km de llarg, si considerem únicament l'istme entre la Península Ibèrica i França, mentre que l'amplada rarament arriba als 200 km; tanmateix, les manifestacions geològiques relacionades amb la serralada pirinenca arriben als 1000 km des de Galícia, a l'oest, fins a Provença a l'est.

A la part central de la serralada apareixen roques paleozoiques gràcies a un extens antiformal complex (Zona Axial), al nord i al sud del qual trobem materials bàsicament secundaris i terciaris involucrats en mantells de corriment.

Séguret (1972) esmenta les següents grans subdivisions de la cadena pirinenca (fig. 1.1):

- *Zona axial*.- Constituïda per material paleozoic deformat per l'orogènia herciniana que ha estat reprès per la tectònica pirinenca. En treballs posteriors s'ha posat de manifest que consisteix en un apilament antiformal de làmines encavalcants de sòcol (Williams, 1985; Muñoz, 1992).
- *Zona nordpirinenca*.- Separada de la Zona Axial per la Falla Nord-Pirinenca (FNP). Hi dominen els terrenys secundaris amb afloraments esporàdics de material paleozoic. La deformació és intensa i la vergència de les estructures és cap al nord.
- *Zona sudpirinenca*.- Àmplia regió en la que dominen el Cretaci i l'Eocè, recoberts localment per masses oligocenes. Caracteritzada per mantells de corriment que vergeixen principalment cap al sud, desenganxats al Triàsic superior en la part interna i central de la zona, i en nivells evaporítics i argilosos del Cretaci i el Paleogen en els extrems de la serralada.

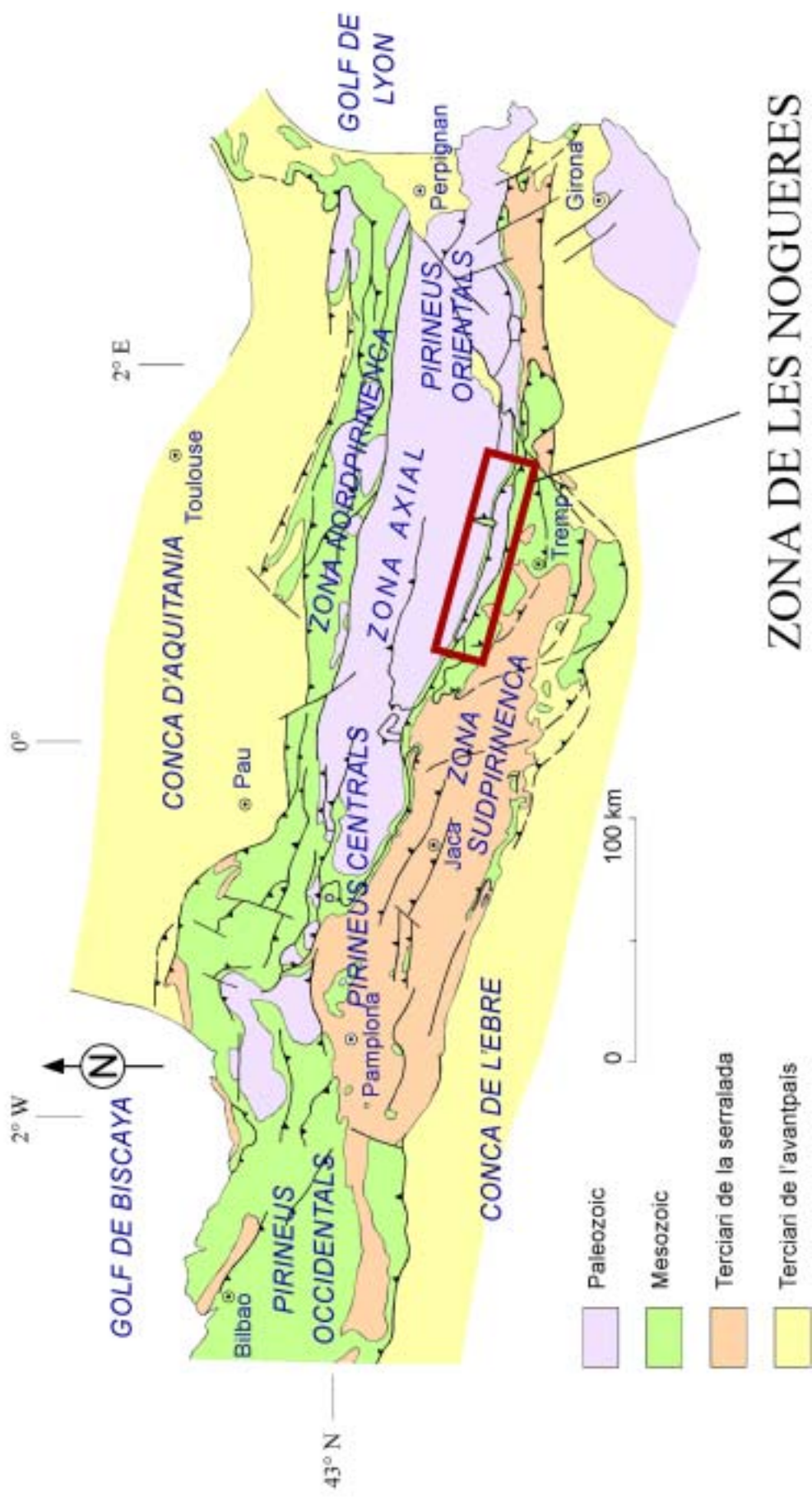


Fig. 1.1.- Mapa geològic esquemàtic dels Pirineus, en el què es poden distingir les principals subdivisions tant en sentit transversal com longitudinal (Teixell, 1996). En el requadre vermell s'indica la localització de la Zona de les Nogueres en la seva totalitat, tot i que en aquest treball només s'ha estudiat la part oriental d'aquesta unitat estructural.

Muñoz (1992) distingeix en el vessant sud dos tipus d'unitats estructurals: **Unitats Superiors** i **Unitats Inferiors**. Les Superiors agrupen un conjunt de làmines encavalcants formades per materials de cobertura d'edat mesozoica i, en algun cas cenozoica. Destaquen dins d'aquesta unitat els mantells del Cotiella, Montsec, Bóixols, Pedraforca i Figueres – Montgrí. Les Inferiors consten de làmines que afecten el sòcol hercinià i una cobertura cenozoica i mesozoica reduïda. Els mantells del Cadí i Gavarnie, així com les Unitats de la Zona Axial, en formen part.

Quant a la continuació en profunditat d'aquestes estructures no hi ha una interpretació acceptada de manera general. Tot i això, l'elaboració de la línia de sísmica profunda ECORS- Pirineus (fig. 1.2 A) de mitjans dels 80 (Choukroune *et al.*, 1989), va aportar dades a l'estudi de l'estructura profunda de la serralada donant lloc a diverses teories. Roure *et al.* (1989) proposen una imbricació de l'escorça i el mantell, J.A. Muñoz (1992) i C. Puigdefàbregas *et al.* (1992) interpreten una subducció de la placa Ibèrica respecte a l'Europea sota de la Zona Axial (fig. 1.2 B, C), mentre que a partir de la línia ECORS-Arzacq, Teixell (1998) considera l'existència d'un tasconament doble, amb la placa Europea indentada en la Ibèrica sota el prisma orogènic Pirinenc, amb subducció de l'escorça inferior ibèrica (fig. 1.2 D).

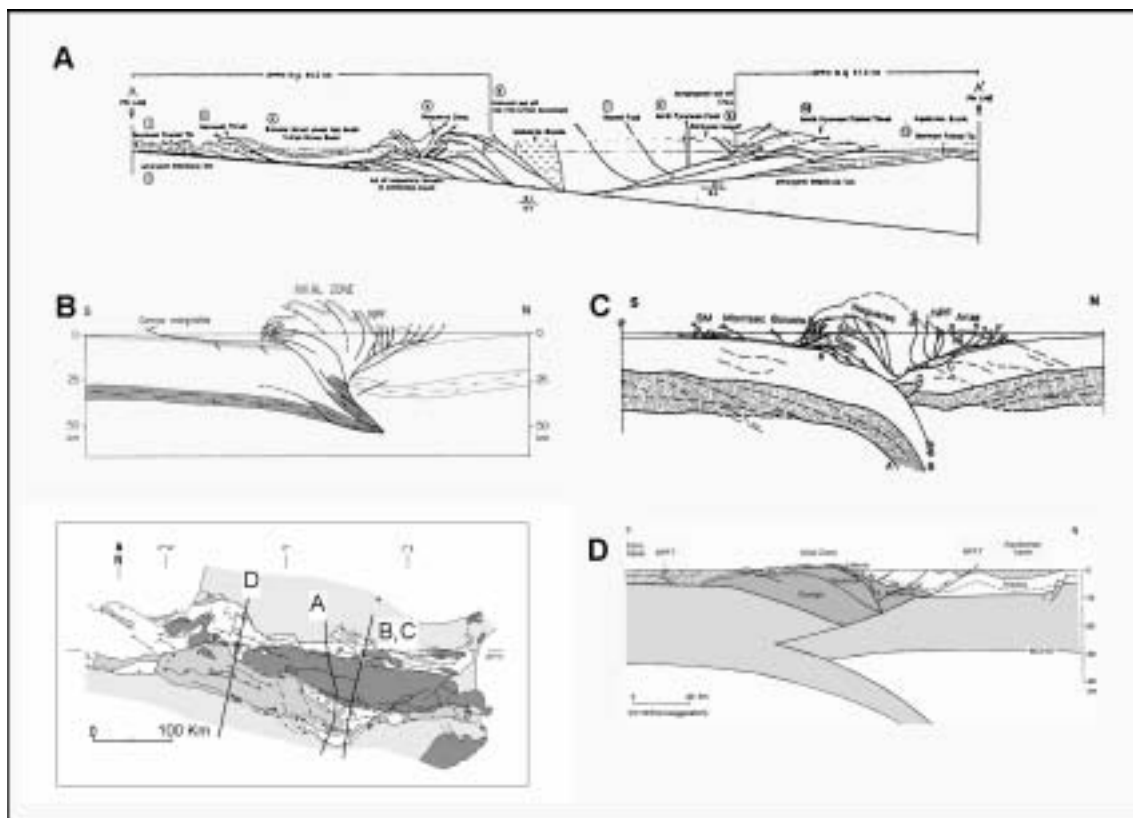


Fig. 1.2.- Perfils geològics a través de la serralada pirinenca segons diversos autors. A.- Williams i Fischer. (1984). B.- Roure *et al.* (1989) C.- Muñoz (1992) i D.- Teixell (1998). El perfil A és anterior al projecte ECORS, mentre que els perfils B i C estan elaborats a partir de la línia sísmica ECORS-Pirineus i el perfil D està construït a partir de la línia ECORS-Arzacq.

1.1.2 Característiques generals de la zona d'estudi

L'àrea d'estudi d'aquest treball, es troba situada als Pirineus centrals, al límit entre la Zona Axial i la Zona Sudpirinenca, concretament a la part meridional de l'apilament antiformal de la Zona Axial. Els elements de la geologia regional que defineixen aquesta àrea són la Zona Axial, la Zona de les Nogueres, la Unitat Sudpirinenca Central, el Mantell del Cadí, les Conques Intramontanes Terciàries i les fosses neògenes (fig. 1.3), que es descriuen seguidament.

Zona Axial

Com ja he dit, analitzaré la part frontal de l'apilament que defineix aquesta unitat estructural. Es tracta, per tant, dels materials més alts involucrats en aquest apilament, constituïts pel sòcol paleozoic pre-hercinià i la cobertora, principalment triàsica, que també pot incorporar formacions del Carbonífer tardà i el Permià. Les làmines principals que configuren aquest apilament són les de Rialp, de l'Orri i de les Nogueres (Muñoz, 1992). A l'oest de la vall de la Noguera Pallaresa apareix una nova unitat, per sota de les Nogueres, referida per Poblet (1991) com a Sinclineri Meridional.

Zona de les Nogueres¹

La zona de les Nogueres com a entitat diferenciada va ser proposada per Dalloni (1910), i tradicionalment ha estat causant de polèmica l'arrelament de les làmines encavalcants d'aquesta unitat estructural, donant lloc a explicacions al·loctonistes (Dalloni 1910 i 1913; Seguret, 1964 i 1972; Williams i Fischer, 1984; Williams, 1985; Muñoz, 1985, 1988 i 1992; Losantos *et al.*, 1989; Soriano, 1992; Soriano *et al.*, 1996) i autoctonistes (Jacob *et al.*, 1926; Misch, 1934; Llopis, 1945; Solé Sabaris *et al.*, 1956; Sitter, 1959; Roger, 1965; Mey *et al.*, 1968).

La zona de les Nogueres es troba entre els rius Segre i Éssera, i constitueix una franja de direcció E-W de 70 km de llarg i una amplada que varia entre 1.2 km, a la transversal del Coll de Sas, i 10 km a la vall de la Noguera Pallaresa. Estructuralment, aquesta zona està formada per diverses escates vergents cap al sud amb un basculament en el mateix sentit dels encavalcaments basals, generat per l'aixecament de la Zona Axial. El grau de rotació d'aquests encavalcaments pot comportar la inversió de la sèrie estratigràfica de les escates superiors, formant-se els anticlinals sinformes característics d'aquesta zona, referits com a *têtes plongeantes* (Seguret, 1972). Muñoz (1992) distingeix entre unitats de les Nogueres superiors i unitats de les Nogueres inferiors. Les primeres afloren a la part meridional i incorporen materials del Devonià de l'àrea de subfàcies del Comte (Mey *et al.*, 1968) i la cobertora triàsica. Segons Muñoz (1992), les unitats de les Nogueres inferiors afloren al nord i incorporen Devonià de l'àrea de subfàcies de Sierra Negra s.s., sèries sedimentàries

¹ Tot i que la làmina encavalcant de les Nogueres constitueix la unitat superior de l'apilament antiformal de la Zona Axial, serà considerada en aquesta tesi com a una unitat diferenciada, ja que es tracta de l'element principal d'estudi. Per tant, a partir d'aquest punt, sempre que en el text es faci referència a la Zona Axial caldrà entendre-la com el conjunt d'unitats encavalcants que es troben per sota de l'encavalcament de les Nogueres.

estefano-permianes i la cobertora triàsica. L'arrelament d'aquestes escates més al nord és encara un problema obert, ja que les interpretacions són diverses (Seguret, 1972; Muñoz, 1992; Soler *et al.*, 1998).

Unitat Sudpirinenca Central (USC)

Unitat de la Zona Sudpirinenca desenganxada a nivell del Triàsic superior i que incorpora els encavalcaments de cobertora. Consisteix en un ventall imbricat d'encavalcaments (Seguret, 1972; Garrido i Rios, 1972; Cámara i Klimowitz, 1986; Muñoz, 1992; Vergés, 1993; Teixell i Muñoz, 2000), i està separada de les unitats subjacents per un contacte sostractiu de caràcter retroencavalcant (Seguret, 1972; Muñoz, 1992). Els materials que trobem en aquesta unitat van del Juràssic al Paleogen i localment incorpora el Triàsic i el Neogen.

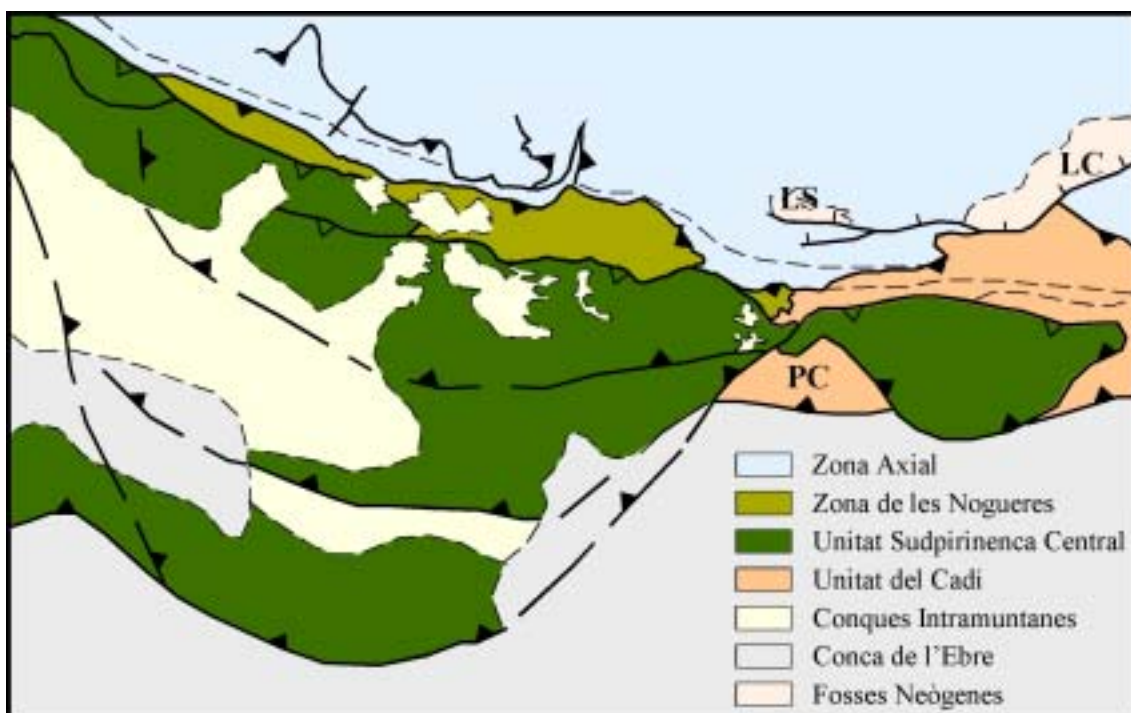


Fig. 1.3.- Esquema regional dels principals elements estructurals de la zona d'estudi, completat a partir d'informació extreta de Losantos *et al.* (1989), Poblet (1991), Teixell (1992), Roca (1996), Garcia Senz (2002) i Saura (2000). Dins el Mantell del Cadí s'ha inclòs la làmina del Port del Comte (PC). Dins les fosses neògenes s'ha diferenciat la Fossa de la Seu d'Urgell (LS) i la Fossa de la Cerdanya (LC).

Mantell del Cadí

Si bé l'àrea d'estudi és localitzada als Pirineus Centrals, la terminació est de la Zona de les Nogueres es troba en contacte directe amb el mantell del Cadí, que és el més occidental dels Pirineus Orientals. Es tracta d'una làmina encavalcant vergent cap al sud i desarrelada a nivell del Triàsic superior amb l'encavalcament basal basculat cap a l'avantpaís per l'aixecament de la Zona Axial (Muñoz *et al.*, 1986, Vergés, 1993). Estructuralment, es troba per sota de la làmina de les Nogueres i la Unitat Sudpirinenca Central, i es

caracteritza per l'absència total en aquesta àrea del Juràssic i el Cretaci Inferior, presentant una potent sèrie del Cretaci Superior – Paleogen discordant sobre el Triàsic.

Conques Intramuntanes Terciàries

Al llarg del contacte entre la Zona de les Nogueres i la USC apareixen un seguit d'acumulacions conglomeràtiques, assimilables a conques intramuntanes, d'edat Eocè Superior – Oligocè. Aquestes acumulacions tot i no ser del mateix rang estructural que les unitats prèviament descrites, són importants per la seva condició de sintectòniques, i aporten informació a la comprensió de l'evolució de la serralada. És per això que se'ls ha donat especial atenció en aquest treball.

Fosses Neògenes

L'última etapa tectònicament activa d'importància que ha afectat la serralada pirinenca correspon al funcionament del sistema de falles extensives de la Cerdanya durant el Miocè (Bergerat, 1982; Roca, 1986, Cabrera *et al.*, 1988; Calvet, 1985). Aquesta fase va originar diverses conques associades a la falla de direcció de la Tet, des de l'Alt Urgell fins a Perpinyà, la més occidental de les quals és la Fossa de la Seu d'Urgell (Cabrera *et al.*, 1988; Roca, 1996). Aquesta unitat incorpora, a part dels materials sintectònics neògens, nivells del Paleozoic pre-hercinià i estefano-permians, pertanyents a la unitat de l'Orri i de les Nogueres. Tot i que l'anàlisi de l'etapa distensiva neògena no entra dins els objectius concrets d'aquesta tesi, els materials i estructures de la Fossa de la Seu sí que ho fan, ja que el moviment normal associat a les falles que limiten la conca ha permès l'aflorament d'estructures que en altres transversals han estat erosionades, aportant informació a la comprensió de l'arrelament de les Nogueres.

1.1.3 Antecedents en l'estudi de l'evolució tecto-sedimentària de la vessant sudpirinenca central

Des que Séguret (1972) va descriure la tectònica i la geometria de les unitats que configuren la Zona de les Nogueres, acceptades de forma generalitzada a grans trets, el coneixement general de l'evolució tectònica i estratigràfica d'aquesta part dels Pirineus ha augmentat considerablement com a conseqüència de la intensificació de les campanyes de recerca realitzades per diferents grups.

Un cop acceptada la teoria al·loctonista, l'avenç més significatiu en la comprensió de l'estructura d'aquesta transversal de la serralada va lligat a l'elaboració de la línia de reflexió profunda ECORS-Pyrenées. Aquesta línia ha permès la reinterpretació de les grans estructures de la serralada, i en el cas concret de la Zona de les Nogueres, confirmar les tesis de Williams i Fischer (1984) i Williams (1985) que la descriuen com la part frontal de la làmina superior de l'Apilament Antiformal de la Zona Axial (Choukroune *et al.*, 1989; Muñoz, 1988 i 1992; Roure *et al.*, 1989; Puigdefàbregas *et al.* 1992), explicant d'aquesta manera la seva inclinació cap a l'avantpaís, i abandonant-se la teoria del lliscament gravitacional de Séguret (1972) i Choukroune i

Séguret (1973). Aquesta interpretació encara deixa obert el problema de la localització de l'arrelament d'aquestes unitats, objecte de diverses teories (Seguret, 1972; Muñoz, 1992; Soler *et al.*, 1998).

La relació temporal entre la làmina de les Nogueres i les unitats subjacents de la Zona Axial, ens obliga a portar l'arrelament de la primera, com a mínim, al marge nord del Dom de l'Orri i el Sincliner Meridional, definit pel sinclinal de Llavorsí i el granitoid de la Maladeta. Séguret (1972) interpreta que l'encavalcament de Llavorsí, el més meridional d'un sistema d'encavalcaments que afecten el sinclinal del mateix nom, representa l'arrelament de la Zona de les Nogueres, però les relacions de tall d'aquest encavalcament amb el granitoid tardihercinià de la Maladeta n'evidencien la seva edat herciniana (Casas i Poblet, 1989), fet que descarta la hipòtesi de Séguret. Una altra possibilitat és l'encavalcament d'Estaron, al límit nord del sinclinal de Llavorsí, que separa materials cambro-ordovicians en el bloc superior de les sèries carbonàtiques devonians al bloc inferior, per la qual cosa se l'ha considerat la continuació oriental de l'encavalcament de Gavarnie i l'arrel de la zona de les Nogueres (Muñoz *et al.* 1986; Beràstegui *et al.*, 1993; Vergés *et al.*, 1995). Tot i així, Soler *et al.* (1998) calculen per a aquest encavalcament un desplaçament d'ordre hectomètric, i descarten aquesta àrea com a zona d'arrelament, plantejant com a alternativa l'arrelament a la part nord de la Zona Axial.

Per sota de les unitats de les Nogueres, a les làmines encavalcants de l'Orri i Erta, afloren una sèrie de conques extenses d'edat estefano-permiana, reomplertes per sèries vulcano-sedimentàries de fins a 4000m de potència (Mey, 1967a; Hartevelt, 1970; Martí, 1991, 1993, Gisbert, 1981, 1983, 1986; Martí i Mitjavila, 1988; Saura, 2000). Aquests materials reposen discordants sobre el sòcol hercinià, i a la seva vegada estan recoberts pels gresos i conglomerats en fàcies Buntsandstein (Triàsic inferior) en discordança angular, amb angles d'entre 5° i 30° en la majoria dels casos. S'ha deduït per a diverses transversals dels Pirineus Centrals, que alguns dels encavalcaments alpins aprofiten el traçat de les falles extenses del marge sud d'aquestes conques per a lliscar, donant-se processos de reactivació i inversió tectònica (Vergés, 1993; Saura, 2000). Per exemple, a la zona compresa entre les valls del Flamicell i el Manyanet, es localitzen a la base i al sostre d'aquestes fosses, i seguint les superfícies d'estratificació, estructures alpines retroencavalcants (Saura, 2000), com les descrites en la bibliografia en altres zones d'inversió tectònica (Bally, 1984; Gillcrisp *et al.*, 1987; Hayward i Graham, 1989). És evident, doncs, que aquestes conques van jugar un paper important durant l'etapa compressiva alpina, localitzant les estructures i condicionant els estils tectònics.

Pel que fa al marge sud de la Zona de les Nogueres, el contacte amb la Unitat Sudpirinenca Central és complex, i està definit principalment per estructures tardanes associades a l'emplaçament de les làmines de sòcol. Muñoz (1992) descriu aquest contacte com a un *passive roof thrust* al que anomena **retroencavalcament de Morrerres**, però s'ha observat entre Sarroca de Bellera i Xerallo (Unitat de Serra Faiada – Las Aras), una sèrie d'encavalcaments d'alt angle vergents al nord i al sud (Saura, 2000; Saura & Teixell, 2000), que posen de manifest que la relació entre les dues unitats pirinenques no és sempre tan simple. Per altra banda, uns 2 km a l'oest d'aquestes estructures, a prop de Viu de Llevata, s'observa com els

materials mesozoics estan tallats per un contacte sostractiu poc inclinat, la **falla de Viu** (Saura, 2000; Teixell i Muñoz, 2000), que talla plecs anteriors i superposa qualsevol unitat als materials en fàcies Keuper corresponents a la Zona de les Nogueres. Tot i que els límits en superfície d'aquesta falla són inclinats, probablement degut a processos diapírics, el seu traçat perd inclinació ràpidament i es disposa subhoritzontal en pràcticament tota la seva extensió, permetent considerar-la una falla de baix angle a nivell regional. En aquesta vertical, el Triàsic superior (fàcies Muschelkalk i Keuper) té un gruix mínim, deduït a partir de criteris geomètrics, d'uns 1400 m (Saura, 2000), observació reforçada per la presència d'un mínim en el mapa d'anomalies gravimètriques (Bayer *et al.*, 1992). A la localitat de Colldarnat, a l'est de la vall del Segre, s'han observat plans de falla verticals, de direcció NW-SE, amb estries horitzontals associades al sistema de retroencavalcaments.

Un altre punt d'interès és la terminació oriental de la Zona de les Nogueres, a l'oest del Montsec de Tost, al Barranc de Bona. La comprensió d'aquesta zona ha d'ajudar a entendre la relació entre la Zona de les Nogueres, la USC i el mantell del Cadí. Poblet (1991) considera que l'encavalcament de Serra Cavallera, el basal del mantell del Cadí, superposa aquesta unitat al Montsec de Tost (ZN), mentre que per Vergés (1993) el Montsec de Tost constitueix el basament de les unitats de cobertura de la USC, i encavalca el mantell del Cadí.

Com ja he dit, les conques conglomeràtiques del marge meridional de la Zona de les Nogueres, derivades de l'aixecament de la Zona Axial, constitueixen un bon registre de l'evolució tardi-tectònica de l'orogen pirinenc tant des d'una òptica sedimentològica, com geotectònica (Rosell i Riba, 1966; Robles, 1984, Robles i Ardèvol, 1984, Mellere i Marzo, 1992; Saura, 2000; Saura i Teixell, 2000), i per tant, l'anàlisi d'aquests materials és bàsic per a la descripció i comprensió dels estadis tardans de l'orogènia. Amb el mateix objectiu, també es dedicarà una part del treball a l'anàlisi de les unitats afectades per la distensió neògena.

1.2 PLANTEJAMENT DEL PROBLEMA

1.2.1 La Zona de les Nogueres

Des que Séguret (1972) va analitzar el conjunt de la zona de les Nogueres, aportant llum al seu significat dins la serralada, són molts els estudis que s'han realitzat a la zona des de diferents òptiques, augmentant-ne significativament el coneixement, i els avenços efectuats en el coneixement de l'estructura i evolució dels orogens en general.

Els treballs sobre la geologia de la zona realitzen diverses aproximacions a l'estructura d'aquesta àrea però, o bé ho fan de forma parcial (Flinch, 1990; Poblet, 1991; Soriano, 1992; Soriano *et al.*, 1996; Saura, 2000; Saura i Teixell, 2000; Garcia Senz, 2002...), a escala orogènica (Williams i Fischer, 1984; Williams, 1985; Muñoz, 1988, 1992; Muñoz *et al.* 1983; Choukroune *et al.*, 1989, Roure et al, 1989; Puigdefàbregas *et al.*, 1992; Vergés, 1993; Teixell i Muñoz, 1992; Ledo *et al.*, 2000...), o des d'una òptica sedimentològica (Gisbert, 1981, 1983a i b, 1986, Gisbert *et al.*, 1985, Martí *et al.*, 1988; Martí, 1991, 1993; Calvet, 1985, 1986; Calvet i Anglada, 1987, Mellere, 1992; Mellere i Marzo, 1992...)

Per tant, no hi ha cap treball que aglutini tots aquests coneixements, centrant-se en l'estructura de la Unitat de Nogueres com a conjunt, analitzi la seva relació amb les unitats adjacents i l'evolució lateral d'aquesta relació, i que alhora actualitzi la seva interpretació integrant els nous conceptes i utilitzant les tècniques de treball més recents.

En síntesi, un dels principals motius per a la realització d'aquest estudi és el d'omplir aquests buits en el coneixement del límit frontal de l'apilament antiformal de la Zona Axial, a partir d'una aproximació tectono-sedimentària i la utilització de sistemes informàtics d'anàlisi estructural.

Una de les característiques que s'observa en la zona de les Nogueres quan s'analitza com a conjunt és l'existència d'una partició longitudinal dels estils de deformació lligada a la presència de les conques estefano-permianes (Saura i Teixell, 2002). Allà on aquestes són presents, la deformació es caracteritza per retroencavalcaments paral·lels a l'estratificació (Saura, 2000) i inversió de les falles basals (Vergés, 1993; Saura 2000). A més, s'observa distorsió de l'estratificació de les conques just sota la discordança i en algunes zones també apareixen franges de fibres de calcita. Per tant, sembla evident que existeix cert control sobre la deformació exercit per aquests materials.

Ramsay (1967) partint de la base que una discordança angular és una superfície inclinada respecte a l'estratificació, com a mínim de les seqüències inferiors, sotmet a plegament segons diferents mecanismes (*flexural slip, tangencial longitudinal strain, flexural flow...*) una capa delimitada per dues superfícies planoparal·leles que contenen un pla inclinat, i n'examina les propietats geomètriques abans i després de la deformació. Com a conclusió general, observa que l'angle entre les superfícies d'estratificació i la discordança en l'estat deformat varia al llarg de tot el plec, sigui quin sigui el mecanisme de deformació.

Per altra banda, Alonso (1989) realitza una anàlisi teòrica, contrastada amb exemples de camp, de la reactivació d'estructures de plegament que involucren sèries subhoritzontals discordants sobre sèries plegades, i posa de manifest problemes de deformació derivats de l'adaptació de la cobertora a la distorsió del sòcol (entenent com a cobertora i sòcol les dues seqüències sedimentàries a sota i a sobre de la discordança, sense cap implicació de contrast reològic), i les estructures que es poden esperar en aquest context. La reactivació de les estructures de sòcol genera rotacions de la discordança, reactivació d'encavalcaments i lliscament a favor de l'estratificació que controlen la deformació de la cobertora, generant estructures d'acomodació de diversa naturalesa en funció del mecanisme de deformació: encavalcaments, lliscament a favor de la discordança, falles extensives, plegament i, inclús, en el cas de la reactivació de plecs *Chevron*, geometries complexes tipus sinforme a la cobertora sobre antiforme al sòcol, o viceversa.

En una aproximació analítica a la cinemàtica d'encavalcaments que creuen sèries discordants, com els que apareixen a la zona d'estudi, és senzill veure que si suposem un emplaçament per lliscament flexural es produirà una incompatibilitat entre les direccions de flux de les dues parts de la seqüència que ha de condicionar significativament l'estil de la deformació. Partint d'aquesta base, i considerant que les estructures descrites a la zona entre els rius Flamicell i Manyanet (Saura, 2000) es proposa la modelització analògica de series discordants en un dispositiu *sandbox*, per entendre millor el mecanisme de deformació en un context com el descrit, i veure com es distribueix aquesta al llarg d'una làmina, quina és l'evolució dels angles de discordança o veure quin és l'efecte de l'existència de contrastos reològics entre les sèries i a l'interior d'aquestes.

Per a l'anàlisi estructural de la zona d'estudi mitjançant sistemes informàtics s'utilitzaran els programes 2DMove i Rampe(EM). El primer permet la restitució de seccions i la seva modelització, i en canvi, el segon només permet la modelització de plecs associats a falles.

Aquests programes ofereixen diversos algorismes de deformació, basats en els principis geomètrics i cinemàtics citats en l'apartat anterior, que depenen de diferents paràmetres que el geòleg ha de definir, en funció de les característiques de la zona estudiada (x.ex.: sèrie estratigràfica, ubicació de les estructures, grau de deformació interna, transport associat a les falles...). Tot i l'avenç significatiu que representa la utilització de programari d'anàlisi estructural, per a la construcció i modelització de talls geològics, la seva aplicació no sempre és directa i ràpida, sinó que més aviat comporta la iteració sistemàtica del procés de restitució - modelització fins a assolir un resultat satisfactori.

Els principis teòrics en què es basen els algorismes de deformació de què disposen aquests programes, si bé són generalment acceptats, no són sempre aplicables en tots els contextos, i sovint cal adaptar-los a les característiques específiques de cada zona, per tal de poder explicar els processos que han generat una estructura, objectiu que serà més difícil d'assolir quan major sigui la complexitat de la deformació analitzada. Per tant, en contextos geològics complexos no sempre seran utilitzables aquests mètodes. Tenint això en compte, la Zona de les Nogueres, per les seves característiques estructurals, representa un context

geològic ideal per a la valoració crítica d'aquests programes. Per això, aquests s'utilitzaran com a eina analítica en l'estudi de les estructures de diferent naturalesa que afloren en aquesta part dels Pirineus, i alhora s'intentarà trobar quina és la metodologia de treball més adequada en aquesta zona i amb aquests programes.

1.2.2 La Modelització tectònica: estat de la qüestió

Dins el camp de la modelització de processos geològics cal distingir dues àrees principals de treball: la **modelització analògica** i la **modelització numèrica**. La primera és aquella que es realitza al laboratori utilitzant materials reals que reproduïxen a escala les característiques de les roques i la deformació que es volen analitzar. La segona és aquella que caracteritza, utilitzant sistemes informàtics, els materials i processos estudiats mitjançant equivalències matemàtiques. La utilització d'un o altre mètode presenta diferents avantatges i inconvenients que cal tenir presents a l'hora de decidir quina de les tècniques és idònia per a analitzar un problema determinat. Finalment, un aspecte que no cal oblidar, és que la modelització en sí no té sentit si no es contrasta amb exemples de camp que en validin els resultats.

La primera qüestió a la qual cal enfrontar-se, tant en un mètode com en l'altre, és l'establiment de les característiques prèvies a la deformació del model. El concepte de modelització comporta la utilització d'*estats inicials* no coneguts, és a dir, condicions de contorn pre-deformacionals imposades, a partir de les dades de que es disposi, pel criteri de l'investigador, les limitacions del dispositiu de modelització, el mecanisme de deformació seleccionat, etc. Per tant, cal interpretar les dades obtingudes amb molta cura, i tenint sempre en compte, a part del resultat final, la congruència dels passos intermitjos del model, o sigui, que cada un dels paràmetres geològics i processos que intervinguin en el model de deformació, han de ser geològicament possibles i coherents.

Modelització Analògica

La modelització dels processos geològics al laboratori utilitzant materials anàlegs ha estat una eina utilitzada des dels principis de la ciència moderna (Hall, 1815; Favre, 1878; Daubre, 1879; Schardt, 1884; Cadell, 1888, Willis, 1893). Els principals avantatges d'aquests mètodes són la possibilitat de reproduir a una escala temporal i espacial "humana" processos geològics complexos i d'extensió considerable tant en el temps com en l'espai, alhora que ens permet controlar una gran varietat de paràmetres que podem canviar segons ens interressi i repetir l'experiment tantes vegades com sigui necessari, sempre que el temps i els recursos no ho impedeixin.

La modelització analògica utilitza dispositius físics de deformació, que apliquen un camp d'esforços sobre un model construït amb materials anàlegs, és a dir, de paràmetres equiparables, segons una relació coneguda, als dels materials naturals. Durant la modelització es controla l'evolució de la deformació i es mesuren els paràmetres que interessin. Aquestes tècniques tenen com a principal avantatge la utilització de

materials reals, i la realització d'una deformació física sobre aquests, és a dir, que els resultats obtinguts han de ser forçosament possibles, tot i que no tenen perquè correspondre a situacions observables a la naturalesa, ja que la utilització de materials anàlegs comporta una sèrie de limitacions que condicionaran l'aplicabilitat del model. Un altre problema és l'escalat. Generalment, els assajos es realitzen amb models de dimensions de decimètriques a mètriques, un ordre de magnitud molt inferior als dels casos naturals, i en períodes de temps molt menors als reals (10^{-4} - 10^{-7}). Aquest fet no ha de condicionar la utilització d'aquests mètodes, però cal tenir-lo present en analitzar els resultats.

En aquesta tesi, es fa ús de la modelització analògica utilitzant un dispositiu tipus *sandbox* com a part de l'anàlisi de la deformació de les conques estefano-permianes, i l'efecte de l'estratigrafia mecànica i la discordança angular en la deformació. En la naturalesa, són habituals les seqüències estratigràfiques associades a contrastos mecànics, però la seva influència en la tectònica d'encavalcaments no ha estat molt estudiada en detall. Diversos exemples de camp en els que existeixen diferències en l'estil estructural relacionades amb variacions litològiques han estat citats (Morley, 1986; Gross *et al.*, 1997; Woodward & Rutherford, 1989; Saura, 2000; Chester, 2003; Teixell & Koyi, 2003). La modelització analògica de l'estratigrafia mecànica també ha estat afrontada per diferents autors. Dixon & Liu (1992) han modelitzat el plegament per *buckling* i la subseqüent generació de rampes amb materials viscosos. Chester *et al.* (1991) modelitzen la influència d'una seqüència heterogènia en plecs d'inflexió i de propagació de falla, amb models de roques no escalats. Liu *et al.* (1992) introdueixen una anisotropia paral·lela a les capes per facilitar el plegament en models de sorra. Els únics treballs en dispositius *sandbox rigs* que consideren contrastos mecànics (reologia de Coulomb) són: 1) Turrini *et al.* (2001), que usen prismes experimentals no tabulars per modelitzar nivells de desenganxament múltiples i geometries rampa – replà, i 2) Teixell & Koyi (2003), que modelitzen contrastos composicionals i mecànics verticals per estudiar canvis en l'estil estructural en tascons d'encavalcaments imbricats.

Modelització Numèrica

Hi ha dos fenòmens bàsics en l'evolució de la modelització numèrica com a recurs habitual en l'anàlisi estructural: l'establiment dels principis teòrics i la implantació com a eina habitual de treball d'equips informàtics cada vegada més potents. La iteració de càlculs algebraics complexos, molt feixuga si s'ha de fer manualment, esdevé molt més ràpida amb la utilització dels diversos *softwares* de modelització numèrica desenvolupats en els darrers temps, fet que permet la utilització de xarxes de punts molt més denses i extenses, i la consideració de moltes més variables. Aquests sistemes, també presenten l'avantatge de la utilització de sistemes virtuals espai – temps, per la qual cosa, es poden superar les limitacions d'escala espacial i temporal. D'altra banda, les equacions constitutives i els patrons cinemàtics són caracteritzacions numèriques, i per tant teòriques, de materials ideals, diferents dels reals. Per tant, en molts casos s'obviaran la infinitat d'imperficcions, característiques aleatòries i heterogeneïtats que presenten els materials de la naturalesa.

La modelització numèrica consisteix a definir un seguit d'igualtats matemàtiques que caracteritzin paràmetres mecànics o cinemàtics. L'aplicació iterada d'aquestes operacions a un estat inicial predefinit, també numèricament, a partir d'una xarxa de punts en un sistema de coordenades (2D o 3D), als que se'ls assignarà diferents característiques mecàniques i geomètriques, generarà una deformació que donarà com a resultat una nova distribució de la xarxa de punts. En el cas de la **caracterització mecànica** s'utilitzen les equacions constitutives com a expressions matemàtiques que defineixen el comportament dels diferents tipus de materials quan se sotmeten a un camp d'esforços, que és el que definirà la cinemàtica del model, juntament amb les pròpies equacions constitutives.

La **modelització cinemàtica o geomètrica** permet el rigor analític enfrontant la interpretació de geometries de deformació amb els principis de la geologia estructural (Buchanan, 1996). Aquest mètode no considera directament la reologia dels materials com una variable en el procés de deformació, sinó que es tracta d'un paràmetre que l'investigador ha de considerar prèviament a la modelització, fixant variables com poden ser l'angle de fricció interna, la cisalla angular, la ubicació de les estructures... En aquest cas, cal triar quin és el patró que regeix el moviment dels diferents elements del model inicial (puntuals, lineals, volumètrics), al llarg del procés de deformació. El fonament teòric s'inicia amb la introducció del concepte de talls compensats basats en l'assumpció que hi ha una conservació general del volum de roca durant la deformació (Goguel, 1952; Hossack, 1979) i en la utilització de la metodologia de la preservació de la longitud de les línies (Dahlstrom, 1969; 1970), que posteriorment van ser perfeccionats per diversos autors (Hossack, 1979; Elliot i Johnson, 1980; Boyer i Elliot, 1982; Elliot, 1983). L'elaboració de talls compensats és un dels precursors de les teories sobre la cinemàtica dels processos de deformació en l'escorça superior, que posteriorment han servit per al desenvolupament dels programes de modelització geomètrica. D'aquesta forma s'han proposat metodologies i tècniques per a l'anàlisi de l'evolució de cinturons de plects i encavalcaments (Suppe, 1983; Butler, 1983, 1986; Hossack, 1983; Geiser, 1988; Jamison, 1987; Mitra, 1990; Suppe i Medwedeff, 1990; Boyer 1991, Ford *et al.*, 1997), en marcs distensius (Gibbs, 1983; Davison, 1986; Arthur, 1993), en zones d'inversió tectònica (Hayward i Graham, 1989; Williams *et al.*, 1989; Coward, 1996), i fins i tot en zones d'extrusió salina (Hossack, 1994; Hopper *et al.*, 1995; Rowan, 1996), que han portat a l'establiment de les tècniques de restitució i modelització de deformació adequades per a diferents marcs tectònics (Endignoux i Mugnier, 1990; Zoetemeijer i Sassi, 1992; Hauge i Gray, 1996; Verschuren *et al.*, 1996; Mercier *et al.*, 1997...).

La modelització mecànica d'associacions falla - plects és complexa perquè ha de generar models que integrin comportaments dúctils i fràgils. Els fonaments d'aquesta modelització parteixen dels treballs de caracterització mecànica de cinturons de plects i encavalcaments com a conjunt (Elliot, 1976; Chapple, 1978; Davis *et al.*, 1983; Dahlen *et al.*, 1984; Dahlen i Barr, 1989) i les caracteritzacions cinemàtiques descrites en el paràgraf anterior. Els primers estudis analítics sobre la mecànica del plegament del bloc superior consideren que aquest es comporta com un medi viscos (Berger i Johnson, 1980; Kilsdonk i Fletcher, 1989), i més recentment s'han utilitzat models d'elements finits (Lan i Hudleston, 1995; Reddy *et al.*, 1982; Apperson i Goff, 1991; Erickson, 1995, Erickson i Jamison, 1995) i models de diferències finites (Strayer i

Hudleston, 1997; Erickson *et al.*, 2001) per caracteritzar la deformació del bloc superior dels encavalcaments i analitzar l'efecte de variables com poden ser anisotropies, coeficient de fricció o comportaments reològics diferents, en la morfologia final dels plecs de falla.

Els treballs de Bulnes i McClay (1999) i Savage i Cooke (2003) afronten la modelització cinemàtica des d'una òptica crítica, similar a la que es planteja en el capítol 5 d'aquesta tesi. Els primers, realitzen una anàlisi comparativa de diferents algoritmes de modelització cinemàtica 2D per restituir talls geològics de falles extensionals invertides, prenent com a referència models físics. Savage i Cooke (2003) comparen la utilització de models cinemàtics i models mecànics per inferir la geometria de falles replà – rampa – replà a partir de la forma dels plecs de falla. Amb aquest objectiu, comparen els resultats numèrics amb un model analògic de Chester *et al.* (1991) de geometria coneguda.

1.3. OBJECTIUS

En vista de l'exposat anteriorment, i seguint les dues línies de recerca apuntades, els principals objectius d'aquesta tesi seran:

- Elaborar una cartografia geològica detallada de la zona de les Nogueres.
- Construir talls geològics compensats i la seva restitució allà on sigui possible, mitjançant la utilització de *software/programari* de modelització cinemàtica.
- Descriure el significat estructural de la zona de les Nogueres dins el context tectònic regional i revisar la seva divisió interna (relació amb les unitats adjacents, seqüència d'emplaçament, elements de control de la deformació, etc.).
- Analitzar la distribució, geometria i paper de les conques estefano-permianes pre-orogèniques, utilitzant tècniques de modelització cinemàtica i analògica.
- Interpretar les relacions tecto-sedimentàries entre els conglomerats de l'Eocè superior - Oligocè del límit meridional de la zona de les Nogueres i les estructures adjacents, i entre les estructures extensives neògenes de la Fossa de la Seu d'Urgell i els sediments associats.
- Analitzar la viabilitat de l'ús de les tècniques de modelització (numèrica i geomètrica) en un entorn geològic complex com el que constitueix l'àrea d'estudi. Per a tal fi s'ha previst l'ús de diferents programes de modelització, que s'aplicaran segons convingui en funció del paràmetre que interressi estudiar en cada cas.
- Realitzar models analògics per tal de reproduir algunes de les estructures estudiades per aportar llum a la seva gènesi.

2. CARACTERÍSTIQUES ESTRATIGRÀFIQUES DE LA **ZONA D'ESTUDI**

2.1 PRINCIPALS DIVISIONS GEOGRÀFIQUES I GEOLÒGIQUES UTILITZADES

En la introducció, s'ha descrit de forma molt general les grans unitats estructurals dels Pirineus que en major o menor profunditat han estat estudiades en aquest treball. Tot i així, en l'àrea d'estudi, cap d'aquests elements aflora en la seva totalitat. Per tant, es procedeix tot seguit a una descripció més detallada de cada una d'aquestes unitats i les seves subdivisions estructurals en la zona cartografiada (fig. 2.1) per tal de localitzar les referències geogràfiques i geològiques que apareixen en les descripcions estratigràfiques d'aquest capítol.

2.1.1 Mantell de l'Orri i làmina encavalcant d'Erta

Les làmines encavalcants de la Zona Axial que afloren a la zona d'estudi són el Mantell de l'Orri, per sota de les escates d'Erta i les Nogueres, i el mantell de Rialp, a la finestra de Rialp.

El **mantell de l'Orri** és una unitat estructural sintètica que inclou les escates de sòcol (Dom de l'Orri i subunitat del Flamicell - Baliera, segons Poblet, 1991) que afloren per sota de l'encavalcament d'Erta a l'oest de la Noguera Pallaresa, i per sota de l'encavalcament de Nogueres a l'est de la Noguera Pallaresa. Aquest mantell, incorpora materials cambro-ordovicians silurians i devonians en el sòcol pre-hercinià, i triàsics a la cobertura. A l'est del Port del Cantó també incorpora la sèrie estefano-permiana. Tot i no presentar una estructura alpina complexa, a l'est de la vall del Segre aquesta unitat està afectada per estructures extensives neògenes.

La làmina encavalcant d'Erta¹ està formada pel sòcol Devono – Carbonífer pre-hercinià, i per sediments estefano-permians i triàsics. L'estructura interna d'aquesta unitat és complexa, ja que presenta diverses repeticions generades per retroencavalcaments associats a la inversió de les conques estefano-permianes.

2.1.2 Làmines encavalcants de les Nogueres

Unitat estructural, també referida en el text com a zona de les Nogueres i mantell de les Nogueres, està formada per un gran nombre de làmines encavalcants, algunes molt petites, que es troben sempre desarrelades en replà de bloc inferior sobre els mantells d'Erta i l'Orri. La gran quantitat d'escates obliga a agrupar-les en làmines de rang intermedi en funció de les seves relacions estructurals, per tal de facilitar la organització de les descripcions que es presenten en aquesta tesi. Tot seguit, procedeix a una descripció general una d'aquestes làmines, que seran estudiades en detall en l'apartat d'anàlisi estructural de la tesi.

¹ Si bé aquesta unitat és referida per Poblet (1991) com a Làmina de St. Quiri, he optat per anomenar-la Làmina d'Erta, ja que aquest és el nom que rep el seu encavalcament basal, i que són diversos els alts topogràfics de la zona estudiada que tenen el nom de St. Quiri, fet que podria portar confusió en alguns casos. De la mateixa forma, s'intentarà que els noms de cada làmina encavalcant i el seu encavalcament basal coincideixin.

La làmina encavalcant de **Gotarta – La Costera** és la més occidental de la zona d'estudi i es caracteritza per una unitat principal amb sòcol Hercinià i una cobertura estefano-permiana i triàsica, diversos *horses* per sota de l'encavalcament basal, i alguna repetició d'ordre menor en el seu límit superior sudoccidental. El seu marge meridional es caracteritza per retroencavalcaments que la posen en contacte amb la USC.

Més cap a l'est trobem les làmines de **Sta. Bàrbara i Erdo**, amb diverses escates d'ordre menor, que localment incorporen materials estefano-permians. A l'oest, separada d'aquest apilament per una falla normal, trobem l'escata de **Castellgermà**, desarrelada i amb una estructura interna simple.

Entre les valls del Segre i el Flamicell apareixen les làmines amb més extensió geogràfica de la zona de les Nogueres. La làmina encavalcant de **Freixe** és la més important i incorpora, en el sòcol Hercinià, roques que van del Cambro – Ordovicià fins al Carbonífer sintectònic. La cobertura presenta localment sediments permians per sota del Triàsic. Per sota d'aquesta làmina encavalcant apareix la d'**Arcalís – Espaén**, formada per diverses escates menors amb una estructura interna similar a la de la que tenen per sobre. Encavalcant la unitat de Freixe afloren les escates de **Castells, Bretui i Pujol**, que incorporen un sòcol siluro-devonià i una cobertura triàsica potent. Les tres unitats presenten un estructura interna complexa com a conseqüència de repeticions internes, superposades amb estructures retroencavalcants.

El **Montsec de Tost**, situat a l'est del Segre, és la làmina encavalcant més oriental de les Nogueres. Incorpora materials silurians i devonians al sòcol i una cobertura triàsica, i presenta repeticions internes.

2.1.3 Mantell de Bóixols

La part de la USC que aflora a la zona d'estudi correspon a l'escata més septentrional de les de cobertura i es coneguda com a **Mantell de Bóixols**, que conté roques que tenen edats compreses entre el Juràssic i el Cretaci superior.

Estructuralment, es poden distingir dues unitats principals: la pròpia Unitat de Bóixols, i la **Unitat de Las Aras – Serra Faiada** (Garcia Senz, 2002). En el seu marge nord, la primera es caracteritza per canvis laterals de potència associats a falles del Cretaci inferior, la discordança cenomanià resultant de canvis en el règim tectònic, i l'elevat angle del seu contacte amb la Zona de les Nogueres. La Unitat de Las Aras – Serra Faiada també presenta una estructura interna condicionada per l'etapa distensiva mesozoica, però a diferència de l'anterior, les estructures de deformació alpines són importants, i el contacte amb les unitats subjacents, que també és de caràcter sostractiu, es presenta subhoritzontal.

2.1.4 Escata de Banyeres

A la zona d'estudi, aflora la terminació occidental del mantell del Cadí que és coneguda com a **Escata o siclinal de Banyeres** (Flinch, 1991; Vergés, 1993). Aquesta unitat conté materials sintectònics que van del

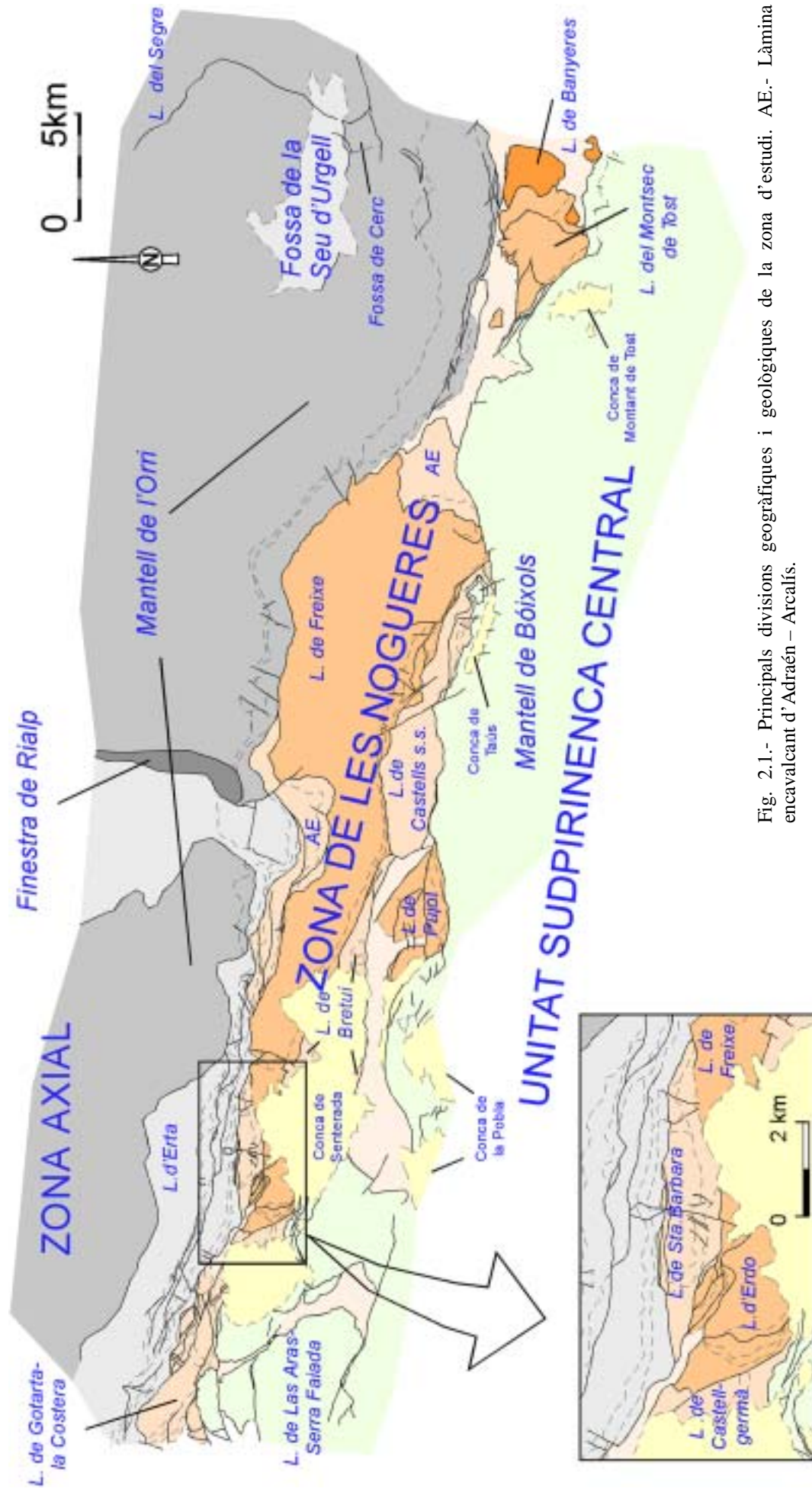


Fig. 2.1.- Principals divisions geogràfiques i geològiques de la zona d'estudi. AE.- Làmina encavalcant d'Adraén – Arcalís.

Santonià a l'Eocè. Estructuralment es troba per sota de les escates de les Nogueres, i es caracteritza per una parella sinclinal – anticlinal i el desarrelament del seu encavalcament basal, que Vergés (1993) prolonga per sota de la USC fins a enllaçar amb la làmina encavalcant que anomena del Port del Comte (fig. 1.3).

2.1.5 Conques terciàries de la Pobla de Segur, Taús i Montant de Tost

Són diverses les acumulacions conglomeràtiques terciàries que apareixen al llarg del contacte entre la Zona de les Nogueres i la USC. A la Zona d'estudi, se n'han diferenciat tres: la de **Montant de Tost**, la de **Taús** i la de la **Pobla de Segur** (d'est a oest). Les dues primeres són molt petites, i, tot i presentar certa evolució en els sediments, no s'ha distingit estructures de deformació importants. La conca de la Pobla de Segur és molt més extensa i incorpora un volum de sediments molt més important. El grau de deformació que presenta aquesta conca és notable, fins al punt que el **sistema retroencavalcant de Morreres** la divideix en dues subconques: la pròpia conca de la Pobla i la **conca de Senterada**.

2.1.6 Fossa de Cerc

La Fossa de la Seu d'Urgell, al NE de la zona d'estudi, es pot dividir en dues subconques: la de **Bellestar** i la **d'Alàs**, que és la que s'ha analitzat amb més detall en aquest treball. Tot i que s'ha dedicat atenció als sediments neògens associats a aquesta conca, l'interès principal d'aquesta anàlisi ha estat la **Fossa de Cerc**, que consisteix en una zona limitada per dues falles miocenes que presenta una petita acumulació de materials estefanians discordants sobre el Cambro – Ordovicià, i encavalcats per la **Làmina del Segre** que conté calcàries devonians.

La zona d'estudi d'aquesta tesi es caracteritza per l'amplitud temporal que presenta el registre sedimentari, que s'estén des del Cambro - Ordovicià fins al Terciari, i tot i que no és continu, són molt pocs els estatges sense expressió sedimentària en un punt o altre de la zona. Tot i així, aquesta variabilitat temporal dels sediments està molt ben delimitada estructuralment, tal com queda palès en aquest capítol.

2.2 PALEOZOIC PRE-HERCINIÀ

2.2.1 Cambro - Ordovicià (CO)

Els materials pertanyents a aquest període són els més antics que afloren a la zona d'estudi, i es troben incorporats bàsicament a la unitat de l'Orri, en els seus afloraments a l'est de la vall de la Noguera Pallaresa, per sota de la discordança basal triàsica o dels materials de les conques estefano-permianes, allà on aquests són presents. També apareix un aflorament de dimensions molt menors a la unitat de Freixe, a l'est de la vall de la Noguera Pallaresa, a les proximitats de Tornafort.

Tot i que dins el conjunt es poden distingir diferents formacions, en la cartografia s'ha considerat com a una sola unitat, ja que aquesta distinció és suficient per als objectius que persegueix aquesta tesi. Tot i així, es fa tot seguit una breu descripció de les diferents formacions:

Cambrià – Ordovicià inferior

Formació de la Seu (Hartevelt, 1970)²: Alternança monòtona de nivells de pissarres, llims i gresos en capes d'entre 1mm i 10 cm. Té un color gris-verdós i patina ocre característica. En alguns nivells quarsítics es poden observar estructures sedimentàries com laminacions creuades, *load-casts* i gradació de l'estratificació (Hartevelt, 1970).

Caradocià – Asegil lià (taula 2.1)

Conglomerats de la Rabassa (Hartevelt, 1970): Paquet de conglomerats massissos, amb clastes de subangulosos a subarrodonits, localment angulosos, de fins a 50 cm de diàmetre i formes variades. Els clastes són principalment de quars, tot i que també se'n troben de quarsites, xert i pissarres i la matriu varia de lutítica a sorrenca. El color varia entre marró i verdós. La seva potència a la zona d'estudi es troba al voltant de 75 m (Poblet, 1991).

Formació de Cavà (Hartevelt, 1970): Està constituïda per alternances mil limètriques a mètriques de pissarres, limolites, gresos i en alguns casos quarsites i conglomerats. Simplificadament, es tracta d'una megaseqüència granodecreixent, amb predominança dels gresos a la base i de limolites al sostre, podent-se distingir de base a sostre quatre membres de distribució irregular: Mb. de grauvaques, Mb. de pissarres, Mb. de limolites i Mb. de quarsites. Al sector oriental del dom de l'Orri la seva potència és màxima arribant als 400 m (Poblet, 1991).

Formació d'Estana (Hartevelt, 1970): es tracta d'una formació discontinua, que no sempre és present en la sèrie cambro - ordoviciana. És un nivell de calcàries de textura de *mudstone* a *wackestone*, calcàries margoses i pissarres carbonàtiques, alternats en capes entre centimètriques i decimètriques. El seu color varia entre gris, marró i ocre i la seva potència màxima observada és de 25 m (Poblet, 1991).

Formació d'Ansobell (Hartevelt, 1970): sèrie pissarrosa monòtona amb intercalacions mil limètriques a centimètriques de limolites i gresos fins, enriquida en mica incolora (<1mm) identificable en els plans de clivatge. Les

² Com a conseqüència de la diversitat en la procedència dels autors que han treballat en aquesta zona dels Pirineus i les diferents situacions polítics-lingüístiques del darrer segle, la nomenclatura de les unitats estratigràfiques basada en la toponímia ha sofert canvis tant en l'ortografia com en l'idioma (x.ex, fm. Seo de Urgel, fm. Seo d'Urgell, fm. Fonchanina, fm. Fontjanina...). En aquest treball s'utilitzarà per a cada formació la nomenclatura topogràfica dels mapes comarcals 1:50.000 editats per l'ICC.

pissarres són de color gris fosc i no tenyeixen els dits, a diferència del Silurià, i la seva potència aproximada és de 50 m (Poblet, 1991).

Formació de la quarsita de Bar (Hartevelt, 1970): Constituïda per bancs de quarsites de gra fi a mig. Els grans són subarrodonits a la base i subangulosos al sostre. Les capes són d'ordre centimètric a decimètric a la base, i centimètrics al sostre. El seu color varia entre gris, verdós, blanquinós i ocre, tot i que en superfície presenten colors marronosos, i la seva potència és de 16 m (Poblet, 1991).

HARTEVELT 1970		EECKHOUT 1986 a i b	POBLET 1987		POBLET 1991	
Silurià						
Fm. de la quarsita de Bar			Fm. del Riu d'Ars	Mb. greso-limolític	Fm. de Bernui	
Fm. d'Ansobell				Mb. greso-carbonàtic	Mb. de gresos	Mb. de pissarres
Fm. d'Estana						
Fm. de Cavà	Mb. de quarsites		Fm. de la Massana			
	Mb. de limolites					
	Mb. de pissarres					
Mb. de grauvaques						
Fm. dels conglomerats de la Rabassa						
Cambro - Ordovicià						

Taula 2.1.- Esquema litostratigràfic dels materials de l'Ordovicià superior (Poblet, 1991).

2.2.2 Silurià (S)

A la zona d'estudi, els afloraments de Silurià es troben principalment inclosos en les escates de la zona de les Nogueres que incorporen el sòcol. És habitual trobar-lo en relació amb les falles hercinianes, tot i que en alguns casos també es troba associat a encavalcaments alpins. L'aflorament més extens d'aquests materials es troba a la unitat de Castells, entre Sant Sebastià de Buseu i Castellnou de Sarroca.

Es tracta de lutites negres riques en Al_2O_3 i pobres en SiO_2 (Zwart, 1979), amb passades d'ordre centimètric a decimètric de calcàries grises i negres cap al sostre, que tenyeixen els dits i presenten ferruginitzacions. Aquestes fàcies indiquen una sedimentació tranquil·la i lenta en un ambient marí euxínic (Zwart, 1979), i són molt uniformes a la serralada pirinenca. Les calcàries presenten ortoceras i crinoïdeus i les lutites graptòlits. A la pista de Gramenet (vall del Flamicell) apareixen unes calcàries atribuïdes al Silurià superior per Soriano (1992), que també presenten un gran nombre de fauna. També apareixen entre Sta. Coloma i Larén (al sud del cim de Sta. Bàrbara) diversos afloraments de Silurià pissarros.

Són molts els autors que han intentat datar aquests materials, obtenint edats compreses entre el Llandoveryà mitjà i el Ludlowià inferior per als materials pissarrosos de la part inferior, i una edat Pridolià per als afloraments carbonàtics més antics (Degardin, 1988).

El tram inferior del Silurià es disposa concordantment sobre l'Ordovicià superior quan aquest és present (Poblet, 1991). En cas contrari, no és clar si el contacte és concordant o bé existeix una discordança amb els materials infrajaccents. El contacte superior és concordant (brusc o gradual) amb la formació Rueda del Devonian.

Aquesta unitat va jugar un paper molt important durant l'orogènia herciniana quan va funcionar com a nivell de desenganxament dels plecs disharmònics entre el Devono-Carbonífer i el Cambro - Ordovicià (Mey, 1967; García-Sansegundo, 1992). És aquest rol tectònic el que dificulta l'avaluació del seu gruix sedimentari, que es considera entre 50 i 100 m (Mey *et al.*, 1968).

2.2.3 Devonian

Es poden distingir diverses unitats litostratigràfiques en el Devonian dels Pirineus (Mey, 1967a, b). Aquest autor sintetitza l'evolució paleogeogràfica del Pirineus durant el Paleozoic superior distingint 4 àrees de fàcies que agrupen diferents subfàcies. Poblet (1991) estableix una divisió diferent de les àrees de subfàcies dins de les fàcies principals (Taula 2.2).

La zona estudiada es troba situada en l'àrea de fàcies meridional, aflorant materials de les subfàcies Sierra Negra *s.l.* i Comte. Dins la primera, Poblet (1991) distingeix dues àrees de subfàcies (Sierra Negra *s.s.* i del Baliera), que han estat agrupades en una sola unitat cartogràfica (D₁), ja que aquesta diferenciació va més enllà dels objectius d'aquesta tesi.

Àrea de fàcies Meridional	Subfàcies de Sierra Negra <i>s.l.</i>	Àrea de subfàcies de Sierra Negra <i>s.s.</i>	Est
			Oest
	Subfàcies del Comte	Àrea de subfàcies del Baliera	Est
			Oest
	Subfàcies de Renanue		
Àrea de fàcies central o de la Val d'Aran			
Àrea de fàcies septentrional			
Àrea de fàcies occidental	Subàrea del nord		
	Subàrea del centre		
	Subàrea del sud-oest		

Taula 2.2.-Divisió en àrees de fàcies i de subfàcies del Devonian del Pirineus (Poblet 1991, modificat a partir de Mey, 1967b).

La Taula 2.3 mostra la divisió que s'ha emprat en aquest treball per a les formacions devonianes. Tot seguit, s'enumeren les formacions incloses en cada unitat cartogràfica, i posteriorment, es descriu cada formació individualment.

Àrea de Fàcies de Sierra Negra s.l.

Devonià 1 (D₁).- formació Rueda i formació Baciver.

Devonià 2 (D_{2s}).- formació Fontjanina i formació Manyanet.

Devonià 3 (D_{3s}).- formació de les Pissarres de Civis.

Àrea de Fàcies de Comte.-

Devonià 1 (D₁).- formació Rueda i formació Baciver.

Devonià 2 (D_{2c}).- formació de Villec.

Devonià 3 (D_{3c}).- formació de Comte.

		HARTEVELT 1970		BOERSMA 1973 (Modificat)		POBLET 1991		GARCIA SANSEGUNDO 1992		AQUEST TREBALL							
		Àrea de subfàcies de Sierra Negra	Àrea de subfàcies del Comte	Àrea de subfàcies de Sierra Negra	Àrea de subfàcies del Comte	Àrea de subfàcies de Sierra Negra	Àrea de subfàcies del Comte	Àrea de subfàcies de Sierra Negra	Àrea de subfàcies del Comte	Àrea de subfàcies de Sierra Negra	Àrea de subfàcies del Comte						
CARBONÍFER	Westfàlia					Carbonífer anticlinal											
	Namunià	fm. Cols	fm. Bellver	fm. Bellver	fm. Bellver	fm. de les Calcàries de la Rencusa	fm. Comte	C	fm. Civis	Calcaires noduloses	fm. Civis D _{1c}	Siles Culin de Sant C ₂					
	Viseà																
	Tournaisià																
Famennià																	
DEVONIÀ	Famennià	fm. Manyanet	C	fm. Comte	fm. Comte	fm. Civis	A	fm. Civis	Lutites carbonàtiques i calcàries	fm. Civis D _{1c}	fm. Comte D _{1c}	C					
	Frasnià		B	fm. Civis	fm. Comte								B	fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec D _{1c}	B
	Givetià		A	fm. Manyanet	fm. Comte								A				
	Eifelà			fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec	fm. Manyanet	fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec D _{1c}	fm. Villec D _{1c}						
	Emsià		Forjanina		fm. Forjanina	fm. Villec	fm. Forjanina					fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec	fm. Villec
	Praguà		fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Castanosa	fm. Castanosa	fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Baciver	fm. Baciver	D ₁			
	Lochlovià		fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	fm. Rueda	D ₁			
	SILURIA																

Taula 2.3.- Taula comparativa de les fàcies devonianes aflorants a la zona segons diversos autors.

La formació Rueda (Mey, 1967), de potència molt variable (entre 25 i 100 m, Boersma, 1973), està constituïda per una alternança de calcàries i pissarres carbonàtiques. És freqüent trobar restes fòssils tals com crinoïdeus, coralls i conodonts. L'anàlisi detallada dels últims indica una edat gedinniana (Boersma, 1973).

En l'àrea de subfàcies del Baliera, a l'est de la vall de la Noguera Pallaresa, es poden diferenciar dins aquesta unitat la fm. Aneto (Mey, 1967 b) constituïda per un paquet de pissarres amb passades esporàdiques de calcàries i la fm. Gelada (Mey, 1967 b) formada per alternances centimètriques de pissarres, limolites i gresos fins.

La formació Baciver (Mey, 1967) també pot presentar variacions importants de gruix entre 16 i 175 m (Mey, 1967; Hartevelt, 1970; Boersma, 1973; Soler, 1990) i es caracteritza per una sèrie calcària amb escasses passades lutítiques d'aspecte molt similar a la unitat anterior. Les calcàries són més massisses i destaquen en el paisatge. En algunes zones es poden distingir tres membres. Datacions fetes amb conodonts assignen a aquesta unitat una edat Siegenià superior - Emsià inferior (Boersma, 1973; Valenzuela, 1989).

La formació Fontjanina (Mey, 1967), d'entre 50 i 75m de potència (García Sansegundo, 1992; Hartevelt 1970), està constituïda per una successió de pissarres fosques, amb ocasionals intercalacions de calcàries no superiors als 10 m de potència. Boersma (1973) obté una edat Emsià superior - Eifelià inferior mentre que més recentment García-Lopez *et al.* (1990 a) situen el sostre d'aquesta formació dins de l'Emsià.

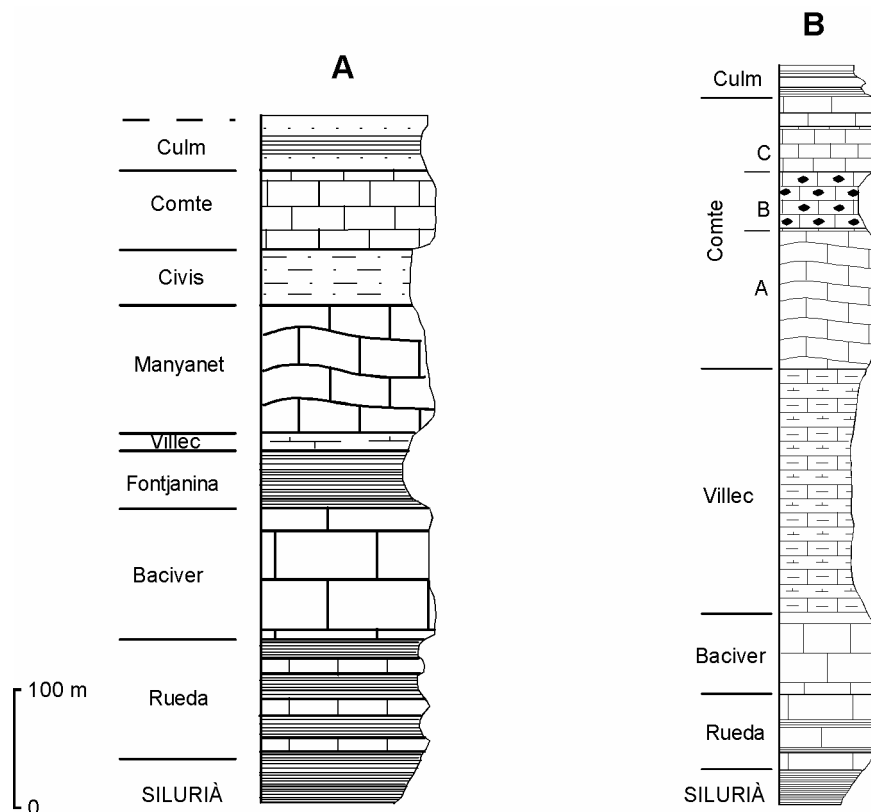


Fig. 2.2.- Columnes tipus de les àrees de fàcies devonians que afloren a la zona segons Boersma (1973), modificat. A/ Àrea de fàcies de Sierra Negra a la Unitat de Castells (entre les valls de la Noguera Pallaresa i la del Segre) i B/ Àrea de fàcies del Comte a El Comte (Vall de la Noguera Pallaresa)

La *formació Villec* (Hartevelt, 1965; Rijnsburger, 1967), de 20 m de gruix a l'àrea de subfàcies de Sierra Negra i entre 50 i 100 a la del Comte (Boersma 1973), de la que és un membre característic, consisteix en una sèrie de lutites carbonàtiques de color bàsicament vermell amb alguna intercalació centimètrica de calcàries grogues. Boersma (1973) n'obté una edat Emsià superior - Givetia basal.

La *formació Manyanet* (Mey, 1967) està constituïda per una sèrie bàsicament calcària amb passades decimètriques de lutites. Aquestes calcàries presenten colors molt variats i característics: vermelles, verdes, gris clar... També és característic el seu aspecte nodulós. Aquest aspecte pot ser el causant de la seva atribució inicial al Devonià superior, per la seva similitud amb les calcàries *griotte* de la formació Comte, però les datacions fetes mitjançant l'estudi de conodonts atorguen una edat Emsià - Eifelià basal (García-López *et al.*, 1990). La potència d'aquesta unitat es troba entre els 140-300 m (Hartevelt, 1970; Poblet, 1991).

La *formació Civis* (Zandvliet, 1960; Mey, 1967) està formada per un paquet de lutites grises amb intercalacions centimètriques de gresos i calcàries de colors marronosos i grisos. Té el sostre desconegut i per tant la seva potència no pot ser valorada. Hartevelt (1970) li atorga una potència mínima de 400 m. Tot i que inicialment s'atribuïa aquesta unitat al Carbonífer pre-hercinià, ja que la formació Manyanet subjacent era considerada Devonià superior, estudis posteriors n'han situat la base al límit Devonià inferior - mig (García-López *et al.*, 1990a) i el sostre al Carbonífer inferior (Buchroithner, 1978).

La *formació del Comte* (Hartevelt, 1970), d'entre 200 i 250 m de potència, consisteix en una potent sèrie carbonàtica en la que es distingeixen tres membres, anomenats de base a sostre A, B i C (Hartevelt, 1970; Boersma, 1973). El membre A és un paquet calcari nodulós amb tentacul lits, d'aspecte massiu, d'edat Givetia - Frasnà inferior (Boersma, 1973). El membre B correspon a una calcària massiva molt característica degut a la seva fàcies *griotte* i el seu color vermell intens, d'edat Frasnà mig- Fannemià inferior (Schmidt, 1931; Boersma, 1973). El membre C presenta un aspecte molt similar al primer, fins al punt que moltes vegades només es poden distingir per la seva posició estratigràfica. La part més alta d'aquest tram s'atribueix al Visià superior, per tant, al Carbonífer (Boersma, 1973; Boissevain, 1934).

2.2.4 Carbonífer pre-hercinià

S'entén per Carbonífer pre-hercinià (Ca₁) aquells dipòsits que són deformats per l'orogènia herciniana (Zwart, 1979). Les fàcies d'aquesta edat comencen amb uns esquistos amb intercalacions lenticulars discontinues de conglomerats, calcàries i lidites, que seguidament esdevé més homogeni i corresponen a les molasses sinorogèniques hercinianes.

La *formació Bellver* és la formació del Carbonífer corresponent a l'àrea de fàcies meridional, coneguda també com a fàcies "Culm". La formació ha estat descrita entre d'altres per Brower (1968) , Waterlot (1969) i Hartevelt (1970). La relació de la formació Bellver amb les formacions subjacents pot ésser concordant o discordant (Hartevelt, 1970). Allà on el contacte és concordant la seqüència s'inicia amb un nivell de xert fi d'uns 30 cm. de gruix, generalment seguit per una calcària nodular de color gris-groc d'un metre de potència. Seguidament trobem una potent seqüència de pissarres fosques amb intercalacions gresoses, amb estructures de corrent. Tot i així, es pot trobar aquesta darrera sèrie directament sobre la formació del Comte (Hartevelt, 1970).

Allà on el contacte és discordant, es troba una formació conglomeràtica constituïda generalment per còdols de 15 cm com a màxim, amb matriu pissarrosa. Normalment són de quarsita, xert i gneis, tot i que també trobem còdols calcaris, especialment on reposa sobre les calcàries de la formació del Comte. Aquests conglomerats es disposen soterrant un paleorelleu i marquen l'inici de les inestabilitats relacionades amb l'orogènia Herciniana (Hartevelt, 1970). Es tracta, per tant, dels primers dipòsits sintectònics. A la zona d'estudi, aquesta unitat es troba incorporada en les unitats de les Nogueres que afloren entre les valls del Segre i la Noguera Pallaresa. Hartevelt (*op.cit.*), cita afloraments d'aquests materials en la unitat del Segre, al NE de l'àrea cartografiada, on calcula una potència mínima de 200m. En canvi, Waterlot (1967 i 1969b) calcula una potència de fins a 700m a la part occidental de la unitat de l'Éssera-Valira, fora de la zona d'estudi.

A partir de goniàtits i restes vegetals s'atribueix a aquests materials una edat Namurià - Westfalià (Morouse, 1966; Waterlot. 1969a).

2.3 PALEOZOIC POST-HERCINIÀ

Agrupem dins d'aquesta unitat els materials del Carbonífer i del Permià discordants sobre els plecs hercinians. Aquests es caracteritzen per sèries detrítiques i carbonàtiques amb roques volcàniques interestratificades.

Les sèries detrítiques dominen en la columna de sediments. La major part d'aquests dipòsits són el resultat del retreballament sofert pels materials volcànics presents a la conca, tot i que també trobem materials de diferent origen com és el cas dels carbonats i carbons que afloren a la part alta de la sèrie. El control volcànic de la sedimentació queda palès fins el Permià mig com a mínim per la presència de minerals detrítics d'origen magmàtic i de petits nivells de cendres volcàniques.

Les roques volcàniques constitueixen una típica sèrie calcoalcalina que comprèn des d'andesites basàltiques a riolites, amb predomini de les roques piroclàstiques silícies (Martí, 1991, 1993). Es tracta d'un vulcanisme de tipus explosiu que s'associa a depressions vulcano-tectòniques donant alguns episodis de formació de calderes volcàniques (Martí 1991, 1993). Aquesta dinàmica justifica importants canvis laterals de potència que s'observen en punts relativament pròxims de la mateixa conca.

La divisió estratigràfica d'aquest conjunt ha variat substancialment al llarg del temps ja que ha estat feta en base a diferents criteris (fig. 2.3). La distribució més utilitzada era la de Mey *et al.* (1968), de caràcter estrictament litostratigràfic, fins que Gisbert (1981 i 1983) fa una nova divisió a la Serra de Cadí que ell mateix (1986) correlaciona amb la resta dels Pirineus Catalans. Aquesta nova estructuració es fa en referència a criteris de caràcter climàtic i genètic. En aquest treball s'utilitzarà la divisió feta per Mey *et al.* (1968) degut precisament a la seva condició de litostratigràfica; tot i així, en aquest apartat s'indicarà l'equivalència amb la terminologia de Gisbert (1981).

A l'àrea de la zona Axial es reconeixen diverses conques separades que són les del **Gramós – Prats d'Aguiló i d'Erill Castell – Estac** (Martí, 1991). També els trobem incorporats en algunes làmines de les Nogueres, representant petites acumulacions, associades a falles extensives, situades originàriament al nord de les conques principals (Soriano, 1992; Soriano *et al.*, 1996; Saura, 2000).

2.3.1 Carbonífer post-hercinià

Formació Guiró (Ca₂)- (Mey *et al.*, 1968) Es tracta d'una unitat, de desenvolupament molt local, que ha estat interpretada com una bretxa de pendent (Nagtegaal, 1969) i que reposa discordantment sobre el Paleozoic pre-hercinià. En una secció estratigràfica a l'oest de Guiró (Mey *et al.*, 1968) es distingeixen tres membres (fig. 2.4). Una bretxa basal, un tram lutític amb intercalacions sorrenques i passades de carbó, i un conglomerat groller ben desenvolupat al sostre. La litologia dels còdols està directament relacionada amb la del substrat hercinià canviant lateralment en funció d'aquest. Dalloni (1930) li atribueix una edat entre

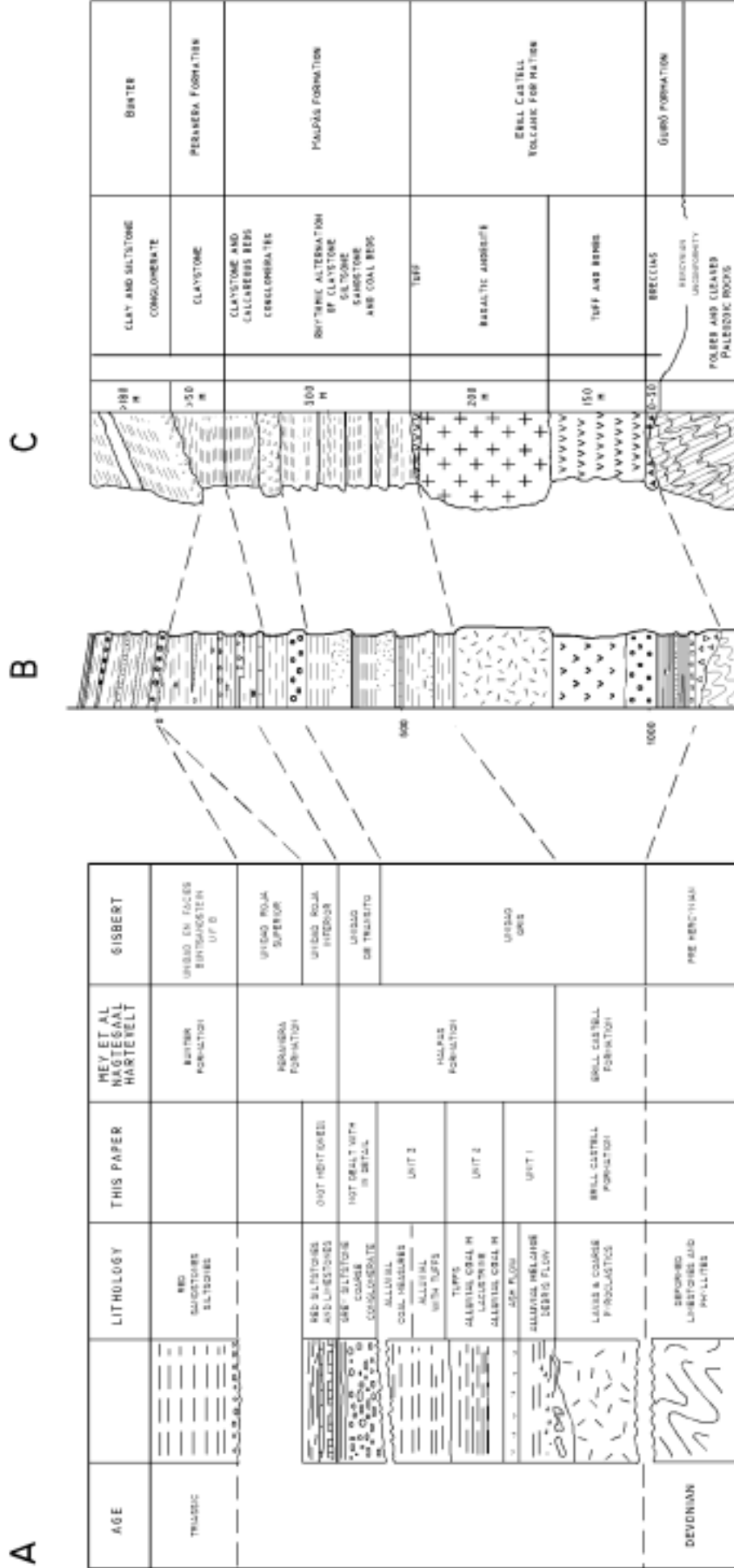


Fig. 2.3.-Columnes sintètiques de les conques estefano-permianes dels Pirineus i equivalències entre diversos autors; A.- Besly i Collinson (1991), modificat. B.- Séguret (1972). C.- Zwart (1979).

Westfalià D i Estefanià inferior a la regió de Guiró, edat acceptada pels autors posteriors. Correspon al tram basal de la Unitat Gris de Gisbert (1981).

Els afloraments més importants d'aquesta formació a la zona d'estudi, es troben a la conca d'Erill Castell - Estac i al NW d'Igüerri, al nord d'Erill Castell, tot i que també s'ha observat al Pui de la Bastida (est de la vall del Segre), a la conca de Gramós - Prats d'Aguiló. Mey *et al.* (1968) calculen una potència màxima de 200m a l'aflorament de Guiró, però s'ha deduït que a la fossa d'Igüerri, a la vall de la Noguera de Tor una potència superior, pròxima als 350m.

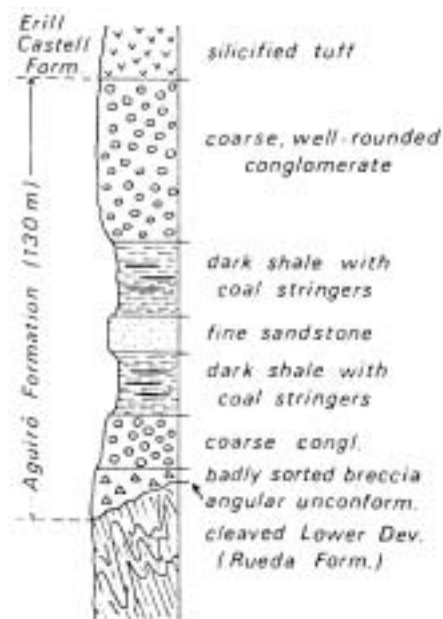


Fig. 2.4.- Secció estratigràfica de la formació Guiró elaborada per Mey *et al.* (1968) a la zona entre Guiró i Castellnou d'Avellanós, a la conca d'Erill Castell – Estac.

Formació volcànica d'Erill Castell (Ca₃).- (Mey *et al.*, 1968) El contacte basal d'aquesta formació reposa en discordança sobre el sòcol hercinià i sobre la formació Guiró allà on aquesta és present. Litològicament, ens trobem davant d'una sèrie vulcanosedimentària, formada bàsicament per nivells piroclàstics i de cendres volcàniques, freqüentment retreballats, amb intercalacions bretxoides a la base, idèntiques a les de la formació Guiró, i colades basàltiques més abundants a sostre. Aquestes presenten una composició bàsicament andesítica - dacítica (Boissevain, 1934; More & Thiébaud, 1964). La seva posició estratigràfica la situa dins l'Estefanià. Corresponen a la Unitat Gris de Gisbert (1981).

A la zona d'estudi, aquesta formació aflora amb continuïtat en la conca d'Erill Castell – Estac i al marge occidental i la part oriental de la conca de Gramós - Prats d'Aguiló. La discordança basal i la forta tectonització soferta per aquesta unitat, dificulta el càlcul de la potència en aquesta àrea, tanmateix, a partir dels talls geològics s'ha deduït una potència màxima superior als 400m. També es troba incorporada en algunes *têtes plongeantes* de les Nogueres, amb el seu desenvolupament màxim en la làmina del Puig del Far

(225m). L'etapa distensiva neògena també permet l'aflorament d'aquests materials a la fossa de Cerc, al sud-oest de la Seu d'Urgell, mostrant la naturalesa tectònica del contacte septentrional d'aquesta formació, que s'analitzarà més detalladament en un capítol posterior d'aquesta tesi.

Formació de Malpàs (Ca₄).- Definida per Mey *et al.* (1968) consisteix en una alternança de gresos i grauvaques groc-marronosos amb abundant material tobaci retreballat, conglomerats arrodonits, lutites fosques amb concrecions de siderita, i nivells de carbó. Localment es pot observar una alternança rítmica. La sedimentació de carbons, lutites i alguns carbonats, i l'alternança rítmica indiquen un ambient lacustre amb influència fluvial (Nagtegaal, 1969). Estratigràficament, trobem aquesta unitat concordant amb la formació volcànica d'Erill Castell a base i la formació de Peranera a sostre amb un contacte gradual. Ha estat atribuïda a l'Estefanià en funció de restes de plantes (Dalloni, 1930; Schmidt, 1931). Correspon a la Unitat de Trànsit de Gisbert (1981).

En l'àrea cartografiada, aquesta unitat aflora al marge oest de la conca d'Erill Castell – Estac i a la part central de la conca de Gramós - Prats d'Aguiló (vall del Segre) amb una potència màxima superior als 550 m. També aflora incorporada en la unitat de Gotarta a la vall de la Noguera Ribagorçana i en una escata de la làmina d'Arcalís - España a la vall de la Noguera Pallaresa, a l'est de Baro.

2.3.2 Permià

Formació Peranera (P) .- Unitat atribuïda al Permià (Dalloni, 1930; Virgili, 1960; Roger, 1965), es troba situada amb un contacte gradual sobre la formació de Malpàs allà on aquesta és present; en cas contrari, la trobem discordant sobre la formació volcànica d'Erill Castell, o directament sobre el sòcol pre-hercinià. A sostre, es troba sota la discordança basal del Buntsandstein. Litològicament, es tracta d'una alternança monòtona de color vermell de lutites calcàries, gresos, tobes, material volcànic retreballat, bretxes poligèniques i calcàries-dolomies nodulars (Zwart, 1979). La potència d'aquesta formació és molt variable, fins a 2000 m a la conca de Gramós - Prats d'Aguiló (Hartevelt, 1970) i 950 m a la d'Erill Castell – Estac (Saura, 2000), indicant l'existència d'una important subsidència durant la seva deposició, que es produï en les parts distals de ventalls al·luvials sota condicions àrides (Nagtegaal, 1969).

Hartevelt (1970) diferencia tres membres dins d'aquesta formació, a l'est de la vall del Segre. El membre inferior consisteix principalment en dipòsits de bretxes, grauvaques i gresos compostos bàsicament per material volcànic retreballat. El membre mitjà es caracteritza per la presència de nòduls calcaris i nivells de concrecions calcàries intercalats en una seqüència de gresos i llims. El membre superior es compon principalment per llims i argiles amb freqüents esquerdes de dessecació i presenta intercalacions de bretxes i conglomerats amb abundants intraclastes, gresos i crostes calcàries de fins a 1.5 m de potència (Poblet, 1991).

Els dos primers membres, corresponents a la Unitat Roja Inferior de Gisbert (1981), afloren en pràcticament totes les conques estefano-permianes de la zona d'estudi. Amb potències de fins a 950 m a la

conca d'Erill Castell – Estac, i de fins a 1500m. en la conca de Gramós - Prats d'Aguiló. Quan els trobem incorporats en les *têtes plongeantes* de les Nogueres la seva potència no supera el centenar de metres. El membre superior, corresponent a la Unitat Roja Superior de Gisbert (1981), només aflora a la conca de Gramós - Prats d'Aguiló, on aquest autor li atribueix una potència màxima de 500m.

2.4 MESOZOIC

2.4.1 Triàsic

El Triàsic dels Pirineus es presenta en fàcies germànica, aflorant-ne les tres fàcies característiques: Buntsandstein, Muschelkalk i Keuper, que Mey *et al.* (1968) anomenaren formació Bunter (la primera) i formació Pont de Suert (les dues restants). La presència d'aquestes fàcies als Pirineus, però, no és uniforme, trobant-nos zones en què afloren les tres, d'altres en què alguna d'aquestes és absent i finalment, punts en els que es produeix un hiatus sedimentari durant el Triàsic, aflorant materials juràssecs o superiors, directament sobre el sòcol paleozoic.

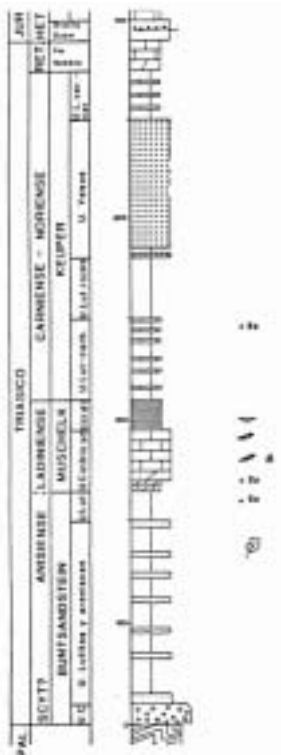


Fig. 2.5.- Columna estratigràfica i crono-estratigràfica del Triàsic de la Zona de les Nogueres i del Cadí, segons Calvet i Anglada (1987), en la que s'observa la successió típica d'aquesta fàcies, tot i que no és la més habitual a la zona d'estudi.

La sedimentació del Triàsic es dona en un règim distensiu confirmat per la presència d'intrusions toleïtiques (ofites) (Soriano, 1992). El contacte basal, es pot trobar directament sobre el sòcol hercinià o en discordança angular sobre les unitats estefano-permianes amb les que, segons Gisbert *et al.* (1985), manté una relació en *onlap* a gran escala. El caràcter del Triàsic és expansiu respecte de les unitats permianes, reflectint una subsidència més generalitzada, tot i que encara controlada per falles, però amb variacions menors en comparació a l'Estefano – Permià.

La seqüència es presenta fortament tectonitzada, i la disposició observada habitualment al camp està composta per nivells siliciclàstics a la base (fàcies Buntsandstein), sobre els que reposen nivells carbonàtics

(fàcies *Muschelkalk*) i evaporítics (fàcies *Keuper*), tant en contacte tectònic com estratigràfic. En alguns casos, en el contacte entre aquests dos grups, afloren nivells margosos i carbonàtics d'escala centimètrica que alguns autors han atribuït a la fàcies *Röt* (Misch, 1934; Virgili, 1961). Intercalats en les fàcies *Keuper* trobem cossos lenticulars d'ofites que poden seguir distribucions regulars. De la mateixa forma, trobem barres calcàries distribuïdes per tot el volum del *Keuper* que atribuïm al *Muschelkalk*. Aquests cossos, sovint discontinus, poden presentar-se més o menys alineats en alguns punts, tot i que habitualment no semblen seguir cap patró. En alguns punts (fig. 2.5), la sèrie triàsica pot presentar la seqüència característica de les fàcies germàniques, amb el *Buntsandstein* a la base, tot seguit el *Muschelkalk*, i el *Keuper* al sostre.

Fàcies Buntsandstein (T_1).- Unitat siliciclàstica composta per gresos quarsos i lutites, amb un color vermell molt característic, d'origen fluvial tipus *braided* sota condicions de sedimentació semi-àrides (Nagtegaal, 1969). Atribuïda tradicionalment al Triàsic inferior (Dalloni, 1930), Calvet i Anglada (1987) atorguen una edat Anisià a partir de mostres de microflora trobades a les proximitats d'Igüerri (vall de la Noguera de Tor). Segons diverses mostres de pol len a Baro (vall de la Noguera Pallaresa) i a la Palanca de Noves (vall del Segre) la base d'aquesta formació podria arribar a incloure el Permià (Turingià; Broutin *et al.*, 1988).

D'acord amb Calvet i Anglada (1987), ens trobem davant d'una sèrie estrato- i granodecreixent, en la que destaca un potent paquet conglomeràtic a la base, compost per còdols de quars i lidita de fins a 20 cm de diàmetre en una matriu lutítica o gresosa (Unitat de Conglomerats). Aquest paquet està seguit d'una alternança de nivells de decimètrics a mètrics de gresos vermells i blancs i lutites (Unitat de Lutites i Gresos), que poden presentar microconglomerats, amb abundància d'estructures sedimentàries (estratificació i laminació creuada, estructures de base i de sostre de capa...). També s'observa un augment en fracció fina cap a sostre fins arribar a un potent tram lutític de fins a 160 m de potència (Unitat de Lutites) (fig. 2.5 i fig. 2.6).

En l'àrea d'estudi, el *Buntsandstein* se sol trobar afectat per estructures de deformació, fet que dificulta en molts casos establir-ne els límits estratigràfics, i per tant la potència. En referència a aquest aspecte, cal distingir dos àmbits d'aflorament: Zona Axial i Zona de les Nogueres (Saura, 2000).

Els afloraments de la Zona Axial (mantells d'Erta i de l'Orri) han estat poc deformats per la tectònica alpina i, per tant, presenten una continuïtat d'aflorament que defineix una franja que creua tota la zona d'est a oest, que només es veu alterada per encavalcaments de poca importància i, a l'est del Segre, per falles normals neògenes. Així, en la majoria de casos, es poden identificar la base i el sostre d'aquesta formació, fet que ha permès calcular una potència d'entre 180 i 220 metres pels afloraments de la làmina d'Erta, i una potència que varia entre 170 i 500m a la làmina de l'Orri.

Els afloraments de la Zona de les Nogueres no presenten aquesta homogeneïtat ni en la potència ni en les fàcies. En algunes unitats, la potència no supera els 50 m, mentre que en d'altres és superior als 400 m. Aquesta variació pot ser deguda a diversos motius. Per una banda, poden anar associats a canvis en el paleorelleu, ja sigui per l'existència d'alts topogràfics i paleovalls, com per la presència de falles extensives

sinsedimentàries. Per altra banda, també es poden donar canvis de gruix associats a la deformació durant l'emplaçament de les làmines encavalcants.

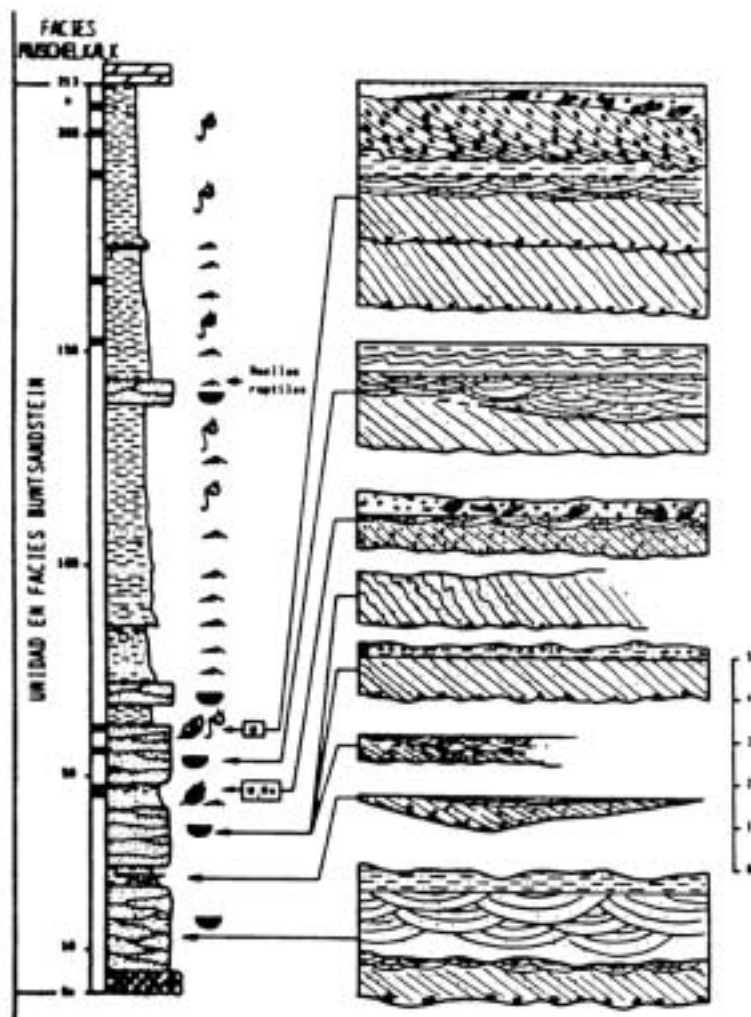


Fig. 2.6.- Columna del Triàsic en facies Buntsandstein segons Gisbert *et al.* (1985), a la Palanca de Noves (vall del Segre). Tot i que aquests autors no diferencia les unitats de Calvet i Anglada (1987), pot observar-se la tendència general grano- i estratodecreixent, i es poden distingir tres trams que coincideixen amb les esmentades unitats.

Les escates en les que la potència del Buntsandstein és major, es caracteritzen per canvis litològics i de potència en la Unitat de Conglomerats, que presenta una disposició *clast supported*, amb còdols de fins a 20 cm, i una potència de decamètrica a hectomètrica (Saura, 2000). Per sobre d'aquest membre, les Unitats de Gresos i Lutites i de Lutites no presenten variacions significatives respecte a la resta d'afloraments. El fet que les unitats que incorporen aquesta sèrie provinguin de parts més septentrionals de la paleoconca restituïda, ens indica increments de potència en aquest sentit durant la deposició d'aquesta formació, possiblement lligats al funcionament de falles estefano - triàsiques. Una altra opció és considerar aquest augment de potència com el resultat de l'*onlap* suau a gran escala indicat per Gisbert *et al.* (1985). Aquesta alternativa ens obligaria a restituir les làmines de les Nogueres encara a posicions molt més septentrionals.

Fàcies Muschelkalk (T₂).- Es tracta d'una formació discontinua i molt tectonitzada que aflora "surant" dins del Keuper.

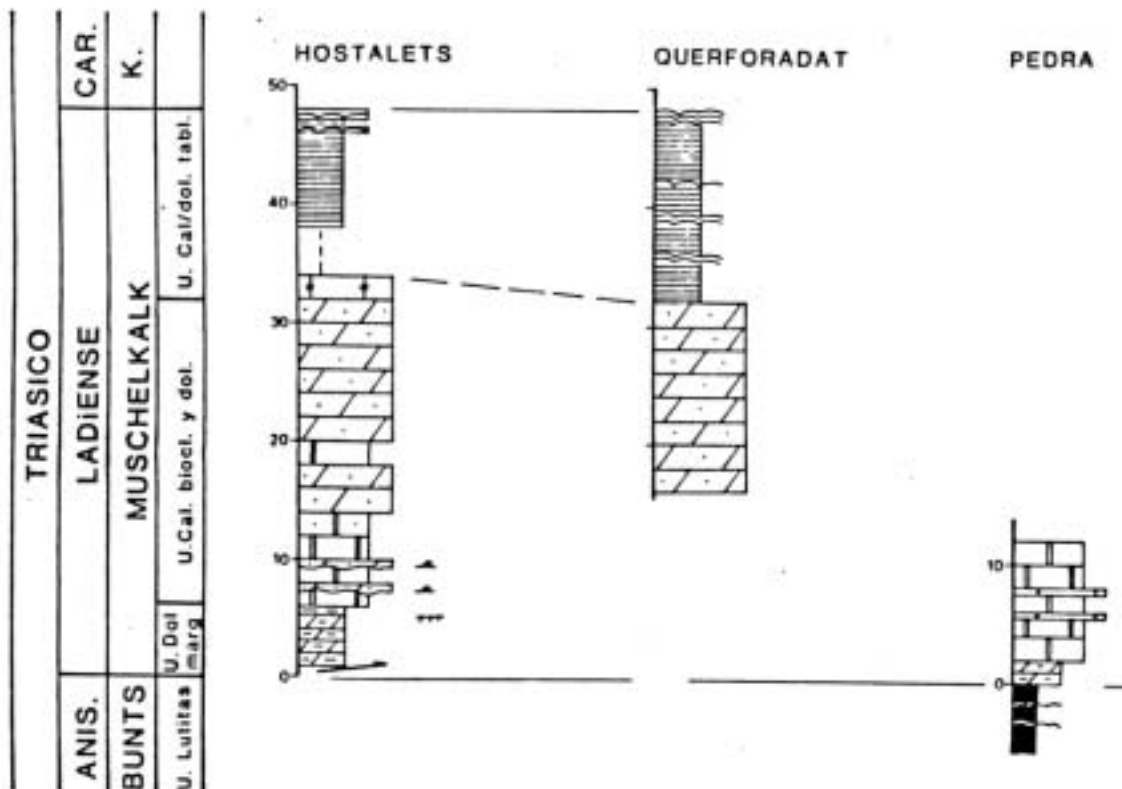


Fig. 2.7.- Columnes del Muschelkalk entre la vall del Segre i la Serra del Cadí, elaborades per Calvet i Anglada (1987). S'observa que el contacte basal del Muschelkalk a la vall del Segre és de caire tectònic, mentre que a la zona del Cadí és estratigràfic.

La seqüència clàssica amb tres membres d'aquesta unitat als Catalànids no sembla apreciable als Pirineus; a la zona d'estudi no es pot apreciar cap tipus de seqüència, ni la presència de cap tram lutític. Tot i així, al mantell del Cadí, al límit est de la zona d'estudi, el contacte amb els materials en fàcies Buntsandstein és concordant (Flinch, 1990), i la sèrie aflora amb continuïtat, fet que permet a Calvet i Anglada (1987) distingir-ne unitats informals (fig. 2.7).

A la zona d'estudi, aquesta formació està constituïda per una sèrie de nivells decimètrics a mètrics de calcàries micrítiques de color fosc, amb bretxes carbonàtiques a la base. Presenta bioturbació, laminació algal, motlles evaporítics i intercalacions margoses a sostre (Soriano, 1992). Els límits superior i inferior són graduals i les potències varien entre els 30 i els 60 m allà on aflora tota la sèrie. Per la seva posició estratigràfica se li atorga una edat Triàsic mig, tot i que no ha estat datada en cap punt dels Pirineus.

A la zona d'estudi, com ja s'ha dit, aflora de forma discontinua tant en contacte amb el Buntsandstein com dins el Keuper, en forma de barres calcàries, que en la majoria dels casos no superen els 400 m de

continuïtat lateral. En algunes zones poden apreciar-se distribucions més o menys alineades d'aquestes barres.

Fàcies Keuper (T₃).- Es tracta d'una unitat altament deformada que fa la funció de nivell de desenganxament dels encavalcaments de l'escorça superior als Pirineus (Seguret, 1972).

En termes generals consisteix en una sèrie lutítica i margosa amb un contingut de guix important i un aspecte varicolorejat molt característic. De base a sostre trobem margues grogues amb passades de bretxes grogues amb matriu argilosa i guixosa, calcàries i dolomies, un tram d'argiles varicolorejades que incorpora fines passades de guix cap a sostre i un paquet de guix blanc, gris o vermell a la base, amb algunes laminacions lutítiques. La potència d'aquests materials és molt difícil de valorar, ja que les seves propietats reològiques fan que actuï com a nivell de desenganxament de les unitats pirinenques, i que la deformació interna que presenten sigui elevada. Per tant, l'estructura interna d'aquests materials és molt complexa, i tot i que en molts casos es pot observar l'estratificació, aquesta no presenta suficient continuïtat per a ser considerada en una anàlisi regional.

A la unitat dels Hostalets – Adraén, Flinch (1990) diferencia tres unitats dins la sèrie del Keuper: la Unitat de Lutites varicolorejades i Calcàries, la Unitat de Lutites vermelles i la Unitat de Guixos blancs amb Calcàries i Carnioles intercalades a sostre (fig. 2.8)

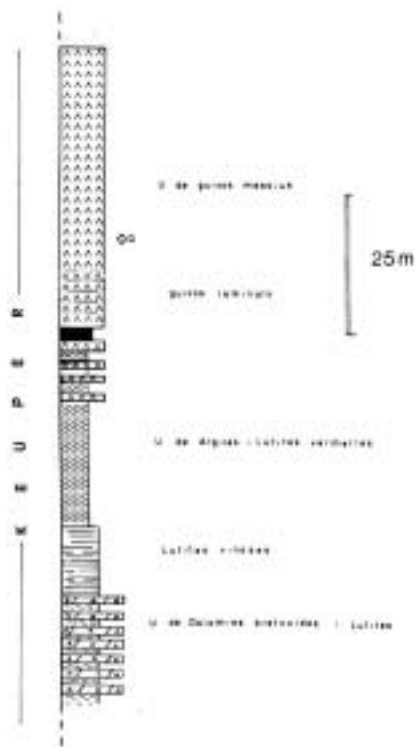


Fig. 2.8.- Columna estratigràfica del Triàsic en fàcies Keuper de la zona dels Hostalets - Adraén segons Flinch (1990).

En l'àrea estudiada els afloraments de fàcies Keuper són abundants i extensos. Podem trobar-la incorporada en petites làmines o *horses*, com a replà i com a sostre d'encavalcaments. Presenta en general una textura caòtica, en la que dins una matriu molt fina, bàsicament lutítica i guixosa, "suren" blocs de materials més competents i de mides molt variables: des de blocs decimètrics a mètrics de carniols, bretxes i carbonats, fins a cossos decamètrics a hectomètrics d'ofites i barres calcàries del Muschelkalk.

A partir d'aquest punt, en utilitzar el terme "Keuper" es fa referència a tots els materials argilosos i guixencs que aflorin per sobre del Buntsandstein, independentment de la seva posició respecte les calcàries del Muschelkalk.

Ofites (dolerites) (ϕ).- Consisteixen en roques subvolcàniques i volcàniques, que es troben emplaçades principalment dins dels materials del Keuper, tot i que en d'altres zones dels Pirineus s'observen intruint roques del Triàsic inferior. En alguns casos s'observen aurèoles metamòrfiques molt febles.

En la zona d'estudi, constitueixen *sills* que s'emplacen molt sovint a la part basal del Keuper, molt propers al contacte amb el Buntsandstein. També apareixen dispersos en tota l'extensió del Keuper, tot i que en alguns casos la distribució que aquests cossos presenten pot tenir un condicionament tectònic. Quant a la seva extensió cartogràfica, trobem petits cossos decamètrics i grans blocs hectomètrics que arriben a marcar alts en el relleu.

A la zona del Pont d'Hostalets apareixen nivells vulcano-sedimentaris (fig. 2.9) intercalats entre barres del Muschelkalk amb còdols del mateix Muschelkalk i matriu de composició ofítica amb una potència de fins a 10 m interpretats per Hartevelt (1970) com a dipòsits de tipus lahar. Aquests nivells indiquen una edat Triàsic mig - superior per a l'emplaçament dels cossos ofítics.

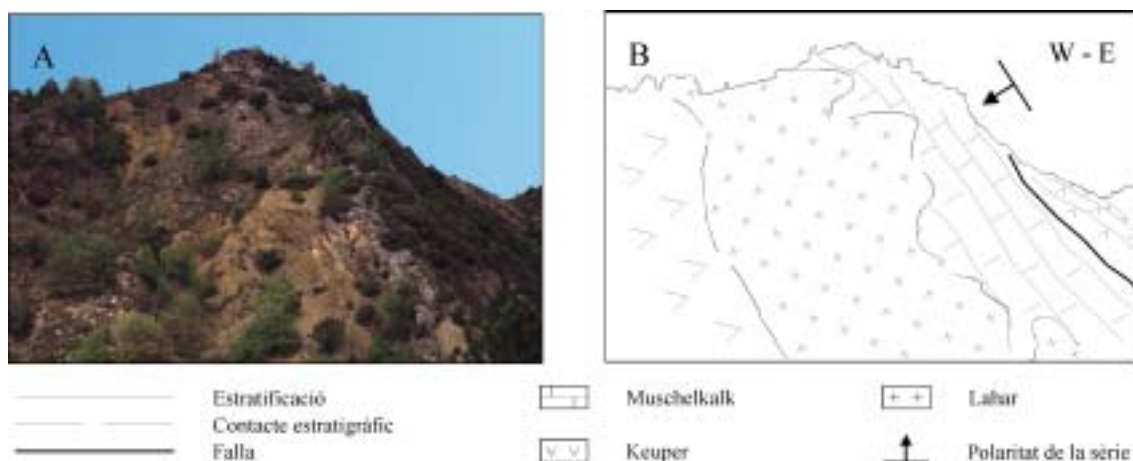


Fig. 2.9.- **A.** Aspecte general del lahar del Pont d'Hostalets. **B.** Interpretació esquemàtica d'aquest dipòsit vulcano-sedimentari, elaborada sobre la fotografia de camp amb l'ajuda de les dades de camp. Es pot observar que la sèrie està invertida, de tal forma que la base del lahar es troba a la dreta i el sostre a l'esquerra. La irregularitat de la base d'aquests materials, que es pot observar a la figura, és deguda a la seva naturalesa erosiva.

-2.4.2 Juràssic i Cretaci inferior

La majoria de materials que afloren a la zona d'estudi pertanyents a aquesta edat configuren la Unitat Sudpirinenca Central (USC) que es presenta desarrelada a nivell del Triàsic mig – superior i defineix el marge sud de la zona d'estudi. La part septentrional de la USC està constituïda pel mantell de Bóixols dins el que es distingeixen les conques d'Organyà i de Pont de Suert, on es dipositaren els materials de la zona d'estudi (fig. 2.10). El funcionament d'aquestes conques s'ha de relacionar amb l'obertura del Golf de Biscaia durant el Mesozoic.

L'evolució de la conca a grans trets comença amb la sedimentació extensiva de les plataformes juràssiques, més o menys homogènia en tota la zona cartografiada (Etapa proto-rift; Garcia Senz, 2002). El pas Juràssic – Cretaci marca l'inici de l'etapa extensiva principal, registrada per una discordança composta, amb formació de conques relativament estretes i taxes de subsidència elevades associades a importants acumulacions de sediments (Etapa rift; Garcia Senz, 2002). A partir d'aquest moment, comencen a aparèixer diferències en les taxes de subsidència de les diferents parts de la conca; durant el Berriasià – Albià mig, la conca d'Organyà a l'est de la vall de la Pallaresa és el centre subsident, acumulant potències de fins a 4850 m. de sediments caracteritzats per calcàries de plataforma i margues hemipelàgiques (García Senz 2002). En canvi, la conca de Pont de Suert, presenta una sèrie completa Berriasià – Albià, però la seva potència no supera els 1100 m. (fig. 2.10 i 2.11).

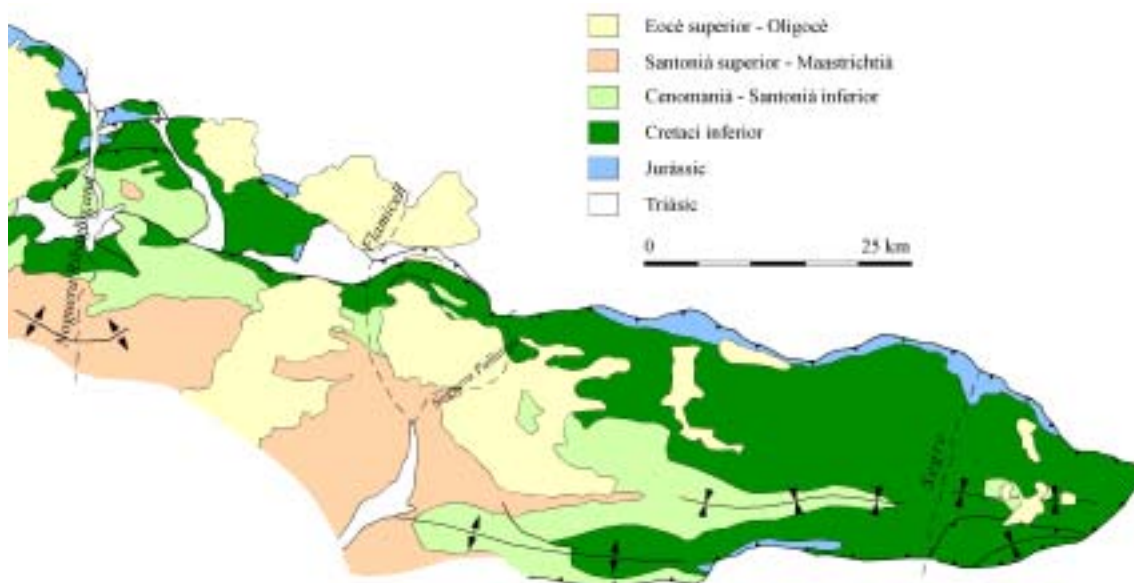
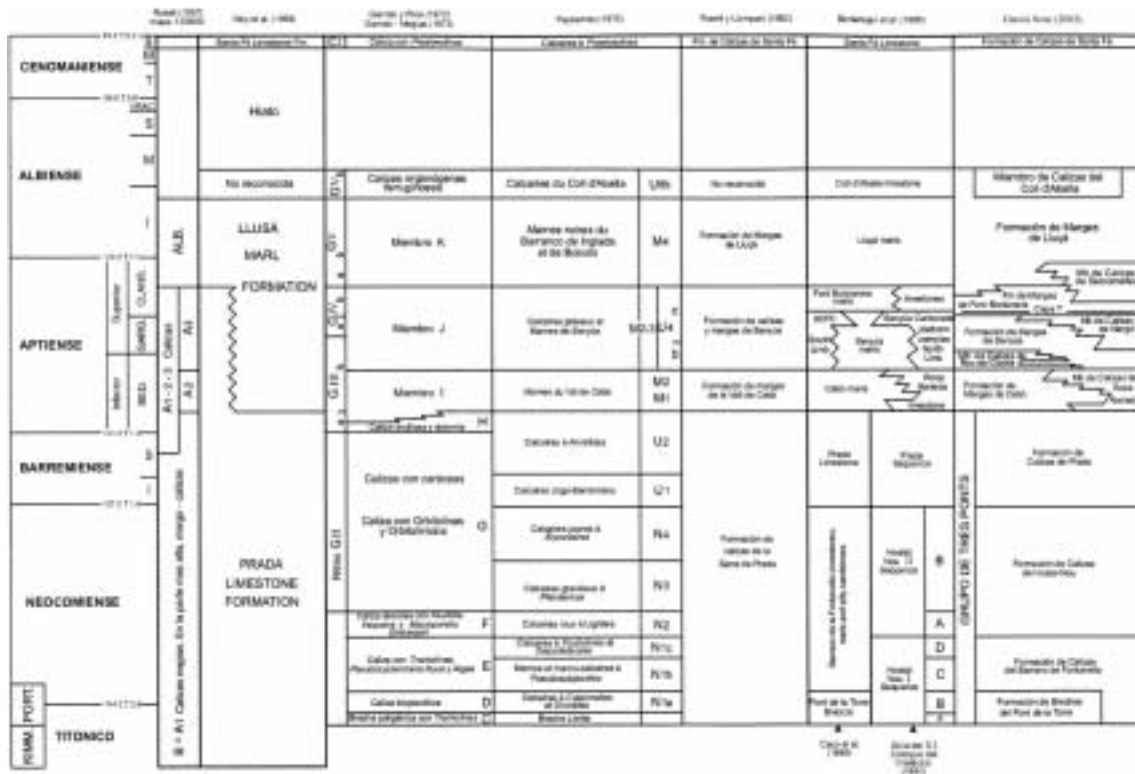


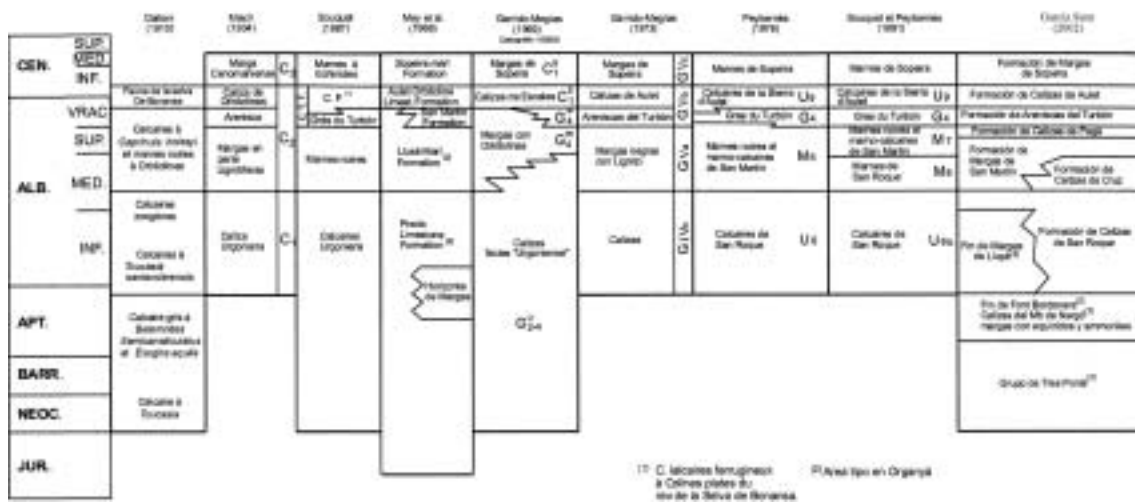
Fig. 2.10.- Mapa geològic simplificat del mantell de Bóixols - Turbón (USC), modificat a partir de Garcia Senz (2002). A l'est la conca d'Organyà caracteritzada per una sèrie del Cretaci inferior molt potent, i al marge oest, la conca de Pont de Suert amb una seqüència del Cretaci inferior reduïda.

En el trànsit Albià – Cenomanià es produeix un canvi de règim en la conca que genera una emersió amb erosió i formació de peneplana a la conca d'Organyà (Garrido-Megías, 1973; Peybernés, 1976) reflectit en la discordança basal de la Formació de Santa Fe (Rossell, 1963, 1967). A la conca de Pont de Suert el hiatus associat a aquesta discordança desapareix (Souquet, 1967), i les taxes de subsidència hi són màximes durant aquest període en subconques com la d'Aulet (Caus et al., 1997; Garcia Senz, 2002). Simó (1985) interpreta el basculament com una rotació del bloc superior d'una falla lístrica, mentre Beràstegui *et al.* (1990) interpreten que la discordança és de tipus postrift, etapa que es caracteritza per un basculament del marge passiu i tectònica de gravetat. Garcia Senz (2002) proposa a més que aquesta discordança també registra la inversió tectònica que suposa el moviment levògir d'Iberia respecte Europa, situació compatible amb una compressió al marge oriental de la USC i la formació de conques extensives a l'occidental.

A



B



Taula 2.4.- Correlació entre les unitats litoestratigràfiques del Cretaci inferior utilitzades per diferents autors a **A)** Organyà i **B)** Pont de Suert (Garcia Senz, 2002, modificat).

La terminologia de les unitats litoestratigràfiques del Cretaci inferior del sud dels Pirineus ha evolucionat de forma considerable durant els últims 50 anys (taula 2.4), i ha estat feta en base a diversos criteris (litològics, bioestratigràfics, seqüencials...). Garcia Senz (2002) realitza un intent d'ajustar la classificació existent seguint la normativa del Codi Estratigràfic de Nordamèrica elaborat per la Comissió Americana sobre nomenclatura estratigràfica (1983) revisant i redefinint la terminologia existent. A la taula 2.4 es mostren les equivalències entre les formacions descrites pels diferents autors en la Conca d'Organyà i la Conca de Pont de Suert.

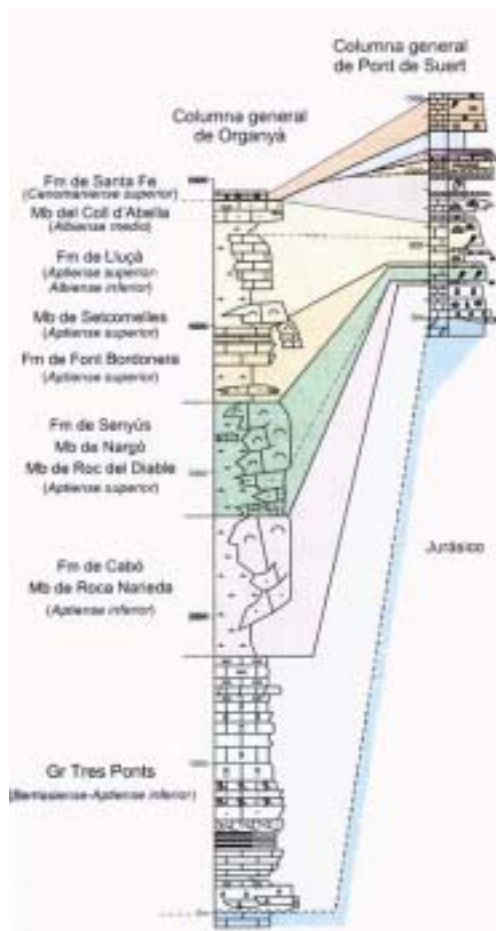


Fig. 2.11.- Correlació de les unitats litostratigràfiques de dues columnes representatives del Cretaci inferior de les conques d'Organyà i Pont de Suert, segons Garcia Senz (2002)

La divisió de les formacions juràssiques i cretàiques proposada per Mey *et al.* (1968), que és la més àmplia, s'ha considerat la més convenient per als objectius d'aquesta tesi³. A grans trets, aquesta classificació distingeix un tram basal de composició principalment calcària (fm. de les calcàries de Prada) i un tram superior essencialment margós (fm. de les Margues de Lluçà), amb una zona de trànsit intermèdia en la que el canvi entre les fàcies calcàries i les margoses és en part lateral (taula 2.4, fig. 2.12, fig. 2.13 B). Discordant sobre qualsevol dels membres d'aquesta sèrie es dipositen les calcàries amb prealveolines de la formació Sta. Fe (Cenomanià).

Tot seguit es descriuen més detalladament les formacions des del Juràssic fins al Cenomanià descrites per Mey *et al.* (1968) que afloren a l'àrea cartografiada.

Juràssic

Formació Bonansa (J).- Es tracta principalment d'una formació carbonàtica amb un important component dolomític, dins la que es poden distingir tres trams. El tram inferior està constituït per una unitat calcària, competent i de gra fi en la que trobem interstratificacions fines de dolomies, calcàries dolomítiques i margues. La part mitja té un component terrigen més important i està composta per argiles, margues i calcàries margoses fossilíferes. El tram superior està format per una seqüència de dolomies massives, de gra

groller i molt competents amb un color de meteorització fosc molt característic. En la zona del treball són abundants les bretxes en aquesta unitat (fig. 2.13 A).

Hartevelt (1970) atribueix aquests materials al Lias - Dogger en base a datacions de les restes trobades per Dalloni (1930) que indiquen per al tram fossilífer una edat Domerià – Aalenià (Lias). Les dolomies del membre superior han estat datades com a Bajocià – Oxfordià inferior (Dalloni, 1930; Peybernès, 1968). En afloraments al sud de Gerri de la sal s'han trobat restes fòssils pertanyents al Toarcià (Rosell, 1994), i en afloraments margosos en localitats relativament pròximes a la zona d'estudi, la fauna trobada per Astre (1924) indica una edat Retià, encara dins el Triàsic, Per altra banda, Garrido-Megías (1973) atribueix els nivells més alts d'aquesta formació al Portlandià inferior, en base a fauna trobada a La serra de Prada i a la serra del Montsec d'Àger.

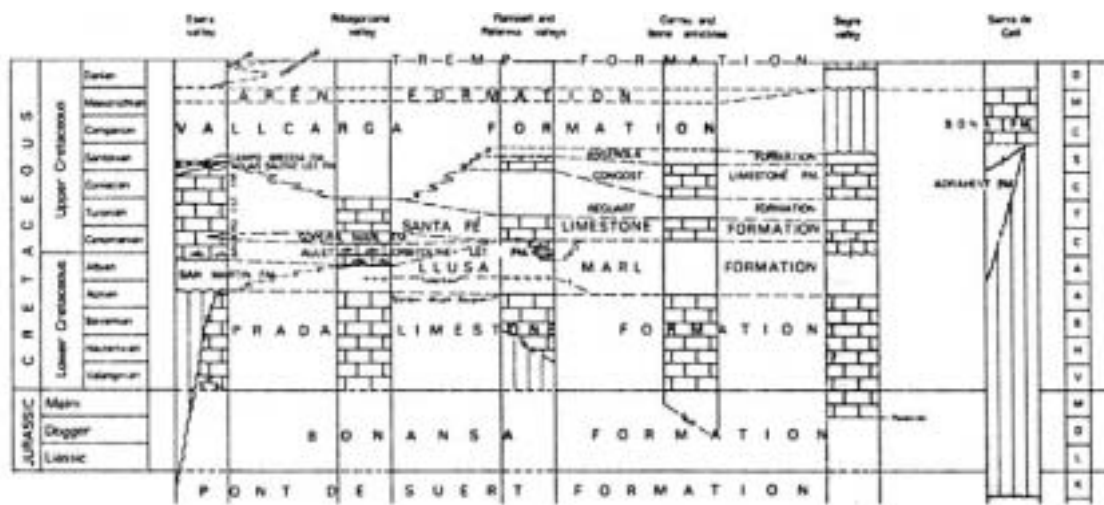


Fig. 2.12.- Correlació de les unitats del Juràssic i Cretaci en diferents transversal de la part meridional dels Pirineus Centrals, modificant a partir de Zwart (1970) i Mey *et al.* (1968).

Tot i que al camp sovint es pot distingir cada un dels trams, la poca continuïtat dels afloraments, i el fet que aquests es trobin sempre a prop de les falles extensives del Cretaci inferior o amb el contacte entre la USC i la zona de les Nogueres, és a dir, afectats per una deformació i una erosió importants, m'ha fet considerar innecessària la distinció entre aquests trams en la cartografia, ja que d'altra banda, no aporta noves dades per a la comprensió i resolució de l'estructura regional. La potència màxima observada a la vall del Segre és de 450 m i a la vall de la Noguera Ribagorçana és de 175 m.

Cretaci Inferior

Formació de les calcàries de Prada (C₁).- Dipositada discordantment sobre la formació Bonansa, entre el Malm i l'Aptià superior, configura una seqüència potent calcària, predominantment micrítica, massiva, de

³ És important tenir en compte que aquestes formacions han estat redefinides en treballs posteriors, restringint-ne l'abast temporal i espacial, però, en llegir el text, cal entendre-les sempre en el sentit de Mey *et al.* (1968).

color fosc i fossilífera. A la part inferior són habituals les intercalacions dolomítiques i bretxoides i al tram superior algunes passades margoses.

Considerant la correspondència d'aquesta formació amb les unitats litostratigràfiques formals de García Senz (2002), la potència d'aquest materials és màxima a l'est de la conca d'Organyà (4000m. aprox.) i disminueix cap a l'est, fins a ser mínima a la vall de la Noguera Ribagorçana (menys de 400m.).

En referència a l'ambient deposicional, García Senz (2002) interpreta com a sediments de plataforma carbonàtica ordenats en diversos cicles de somerització. La part basal està clarament relacionada amb l'inici del funcionament de la conca extensiva del Cretaci inferior, amb fàcies turbidítiques que tendeixen ràpidament cap a fàcies de plataformes, predominantment restringides. La part superior d'aquesta formació, que correspondria a la zona en la que el trànsit entre les calcàries de Prada i les margues de Lluçà és tant lateral com vertical, i està caracteritzada per la presència de calcàries de plataforma oberta, associada a les margues que correspondrien a les fàcies distals (formacions de Cabó, Senyús i Font Bordonera; García Senz, 2002). El control dels diferents cicles de somerització en aquest tram seria clarament tectònic (García Senz, 2002), ja que aquests representen períodes relativament estables, entre episodis d'activitat més intensa a les falles extensives.

En la zona d'estudi, les calcàries de la formació de Prada afloren més o menys contínuament al llarg de tot el contacte entre la USC i la zona de les Nogueres, i rarament se n'observa la base.

Formació de les margues de Lluçà (C₂).- Es tracta d'una successió en la que s'alternen margues argiloses fossilíferes, margues limolítiques i escasses passades de calcàries margoses. Les seves característiques suggereixen una sedimentació en un domini marí obert sota el nivell de l'onatge (Peybernès, 1975; Beràstegui *et al.*, 1990; Schöllhorn, 1992; Bachman & Willems, 1996). García Senz (2002) reconeix un aprofundiment ràpid per a la part basal, que tendeix a ralentitzar-se en la part mitja, i a la part alt la tendència ja és de somerització.

Tot i que en un principi es considerava que aquests materials es dipositaren durant el període Aptià superior - Cenomanià inferior (Souquet, 1967; Mey *et al.*, 1968), treballs posteriors (Garrido-Megías y Ríos, 1972; Garrido-Megías, 1973; Peybernès 1976; Rosell i Llompарт, 1982; Beràstegui *et al.*, 1990, Souquet et Peybernès, 1991; García Senz, 2002) n'han permès una datació més acurada, distingint entre la conca d'Organyà i de Pont de Suert. En la primera, els materials corresponents a aquesta formació es dipositaren durant Aptià superior - Albià mig, mentre que en la segona la seva sedimentació s'allargà fins a l'Albià superior.

La potència d'aquests materials al marge nord de la USC es manté més o menys constant al voltant dels 800m (Garrido Megías, 1973). Els afloraments d'aquests materials al sud de l'encavalcament basal de la USC a la zona d'estudi apareixen a l'oest a la serra de Peracalç. En aquesta zona la seva potència arriba als 750m, tot i que la complexitat estructural que s'observa, amb superposició d'estructures de deformació extensives i compressives, fa pensar que podria haver-hi alguna repetició d'origen tectònic, fet que es discutirà en el capítol d'anàlisi estructural d'aquesta tesi.

El contacte amb les calcàries de Prada és concordant allà on és sedimentari. A la finestra de Viu de Llevata es poden trobar directament en contacte tectònic amb el Keuper.

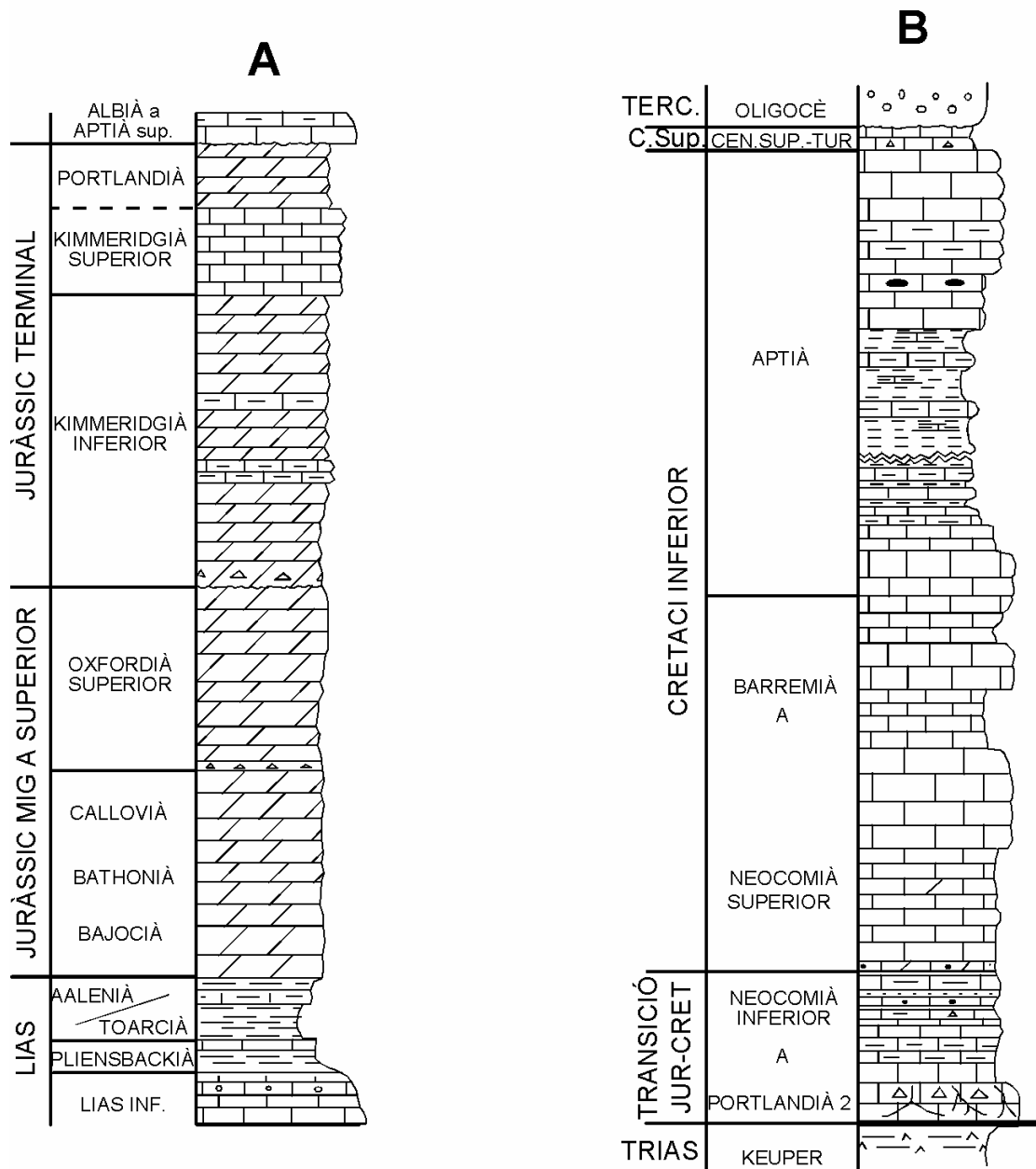


Fig. 2.13.- Columnes del Juràssic i Cretaci inferior elaborades per Garrido-Megías (1973). **A.** sèrie juràssica a la localitat de Bonansa, i **B.** sèrie del Cretaci inferior a Collegats.

2.4.3 Cretaci superior

Aquesta època consta de dues etapes principals:

- € Cenomanià – Santonià inferior: superposició de l'estatge post-rift i tectònica transtensiva.
- € Santonià superior – Maastrichtià: inici de la compressió alpina.

La primera, associada a l'estatge post-rift de l'evolució de les conques cretàiques dels Pirineus Centrals i al moviment levògir d'Iberia respecte Europa, genera zones transtensives i un partició de les conques del Cretaci inferior (Garcia Senz, 2002). La segona, associada a l'inici del tancament del Golf de Biscaia durant el Santonià superior, com a conseqüència d'un canvi en el sentit de desplaçament de les plaques africana i aràbiga (Olivet *et al.*, 1984; Livermore i Smith, 1985; Savostin *et al.*, 1986) produeix un nou canvi en la dinàmica de la conca mesozoica que passa a ser compressiva. Per tant, els materials dipositats durant aquest període presentaran les estructures i associacions de fàcies característiques de les conques d'avantpaís (migració de depocentres, discordances progressives, plataformes de marge passiu...)⁴.

En les fàcies corresponents a aquest període de la zona d'estudi, podem distingir dues conques principals. A l'oest, la pròpia conca d'Organyà – Pont de Suert (USC), que incorpora materials sinorogènics en pujar en la sèrie i, a l'est, el mantell del Cadí, que pràcticament només conté els darrers.

El Cretaci superior de la USC

A la cartografia, s'ha dividit aquest grup en dues parts. A la base, la formació de les Calcàries de Sta. Fe, corresponent al Cenomanià, separada per un hiatus sedimentari de la resta de la sèrie del Cretaci superior (Simó, 1985), dins el qual no s'ha diferenciat cap formació. Tot seguit es descriuen més detalladament aquests dos trams.

Formació de les calcàries de Sta. Fe (C₃).- Unitat composta per carbonats micrítics de color gris fosc a beige, caracteritzats per l'abundància dels foraminífers prealveolines i miliòlids. Presenta, a la base, una intensa bioturbació, i les superfícies d'estratificació, lleugerament margoses amb nòduls i crostes de ferro, indiquen hiatus sedimentaris més o menys prolongats (Rosell, 1994). La presència de prealveolines indica una edat Cenomanià superior (Mey *et al.*, 1968; Rosell, 1994).

A la zona d'estudi aquests materials s'han observat a la vall del Flamicell, al sud de la localitat de Lluçà, amb alguna repetició tectònica, a la serra de Peracalç afectada per la superposició d'estructures compressives i extensives, i a l'oest de la finestra tectònica de Viu de Llevata, en contacte tectònic sobre el Keuper. La seva potència és de 35 m., i reposa discordantment tant sobre les margues de Lluçà com sobre les calcàries de Prada.

Turonian – Maastrichtian (C_{si}).- Tot i que s'expressa en la cartografia com a una sola unitat indiferenciada., a caire informatiu i per a completar la discussió sobre el Cretaci superior de la unitat del Cadí, cal destacar com a característiques principals d'aquest paquet els següents aspectes:

⁴ Tot i que en la redacció s'agrupen les diferents formacions per períodes i èpoques, cal tenir en compte que l'orogènia pirinenca s'allarga des del Cretaci superior fins a l'Oligocè superior – Miocè inferior, per tant la continuïtat del context tecto-sedimentari dels materials de la conca sudpirinenca, no queda reflectida en l'estructura del text.

La base d'aquest materials, normalment sobre la fm. Sta. Fe, aflora al marge occidental de la falla de Viu (Saura, 2000) i se situa en localitzacions més meridionals a mida que ens desplaçem cap a l'est, fins que a l'àrea de la conca d'Organyà, ja es troba en el marge septentrional de la làmina del Montsec⁵ (Rosell, 1994, Simó *et al.*, 1985).

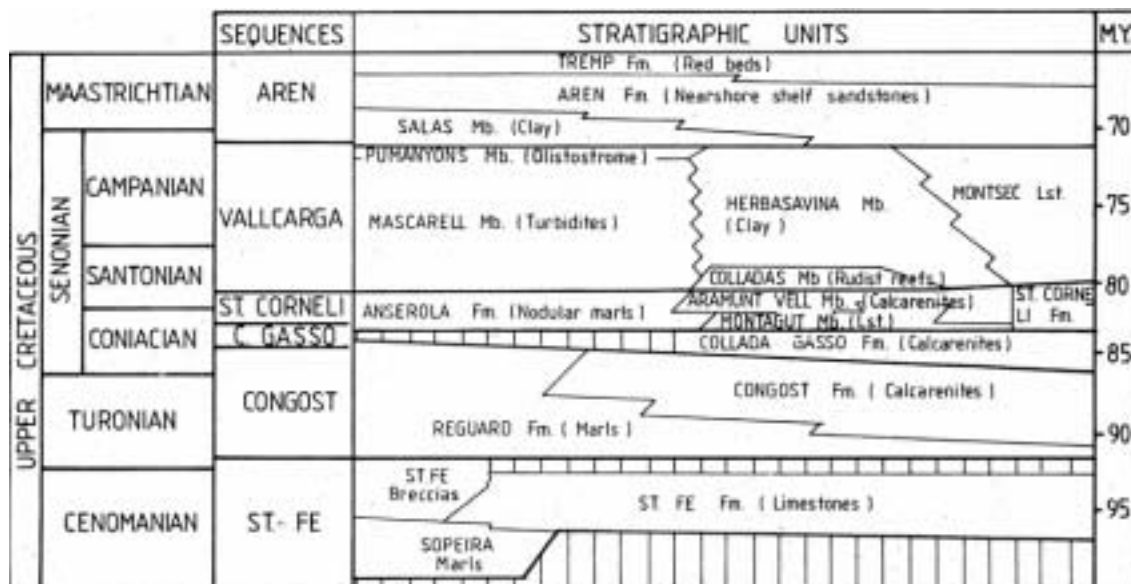


Fig. 2.14.- Seqüències i unitats estratigràfiques del Cretaci superior de la Unitat Sudpirinenca Central segons Simó (1985). Les unitats de l'esquerra de la figura correspondrien a la vall de la Noguera Ribagorçana, la part central a les zones Flamicell – Noguera Pallaresa i St. Corneli, i les unitats de l'esquerra de la figura al Montsec d'Ares-Rúbies.

Les formacions presents en aquest paquet són molt variables, en funció del context compressiu espacial i temporal, presentant freqüents canvis tant en les litologies com en els ambients sedimentaris. La sèrie, per sobre de les calcàries de Sta. Fe, entre la Noguera Pallaresa i la Noguera Ribagorçana presenta les següents seqüències (fig. 2.14), descrites per Simó *et al.* (1985):

Seq. del Congost: margues i calcarenites del Turonià – Conià inferior.

Seq. de Collada Gassó: calcarenites coniacianes.

Seq. de St. Corneli: Margues nodulars, calcàries i calcarenites del Conià superior – Santonià inferior.

Seq. Vallcarga: turbidites, esculls i argiles del Santonià mig – Campanià (inici del tancament del golf de Biscaia, primers dipòsits sinorogènics).

Seq. Aren: argiles i gresos del Campanià superior – Maastrichtià (trams inferiors de la fàcies garumiana).

El Cretaci superior del mantell del Cadí

Com ja s'ha dit, el mantell del Cadí, a diferència de la USC, no incorpora materials del Cretaci inferior, de tal manera que les formacions cretàiques més antigues presents pertanyen al Cretaci superior (Campanià, Boissevain, 1934; Santonià, Mey *et al.*, 1968, Hartevelt, 1970, Von Moeri, 1977; fig. 2.15), i reposen discordantment sobre el Triàsic mig - superior a la Serra del Cadí (Hartevelt, 1970; Flinch, 1990). Tenint en compte la localització d'aquesta zona, entenc aquesta discordança com a resultat de l'aixecament del bloc

⁵ A la zona d'estudi existeixen dues elevacions topogràfiques amb noms molt similars: el Montsec de Tost (Alt Urgell) i el Montsec d'Ares-Rúbies (La Noguera – Pallars Jussà), que a més, coincideixen amb unitats encavalcants. El primer, es troba a la zona de les Nogueres, i el segon a la USC. Per tal d'evitar confusions al lector, en el text s'especificarà sempre a quin dels dos relleus es fa referència. Tot i així, quan es citin com a elements estructurals, s'utilitzaran els termes unitat o làmina del Montsec per al de La Noguera – Pallars Jussà, ja que aquest és el terme que s'utilitza tradicionalment en la bibliografia i es refereix a una àrea molt més extensa que la pròpia serra. S'utilitzaran els termes unitat o làmina del Montsec de Tost quan es faci referència al cim de l'Alt Urgell.

inferior de les falles normals del Cretaci inferior, i la conseqüent erosió del Juràssic, hipòtesi reforçada per la discordança que s'observa entre el Juràssic i el Cretaci superior, al sud de la zona d'estudi, en la unitat del Port del Comte, i a l'est, en el mantell inferior del Pedraforca, a la serra del Cadinell (Vergés, 1993). En concret, els materials que afloren en la zona d'estudi, constitueixen la làmina de Banyeres (fig. 2.16).

Flinch (1990) observa en els membres més baixos de la sèrie (fm. Adraén i fm. de Bona) considerables variacions laterals de potència, que interpreta com a resultat de la tectònica distensiva mesozoica, tot i que Flinch i Casas (1996), basant-se en les edats obtingudes per Von Moeri (1977), interpreten que tota la sedimentació és simultània a la compressió alpina, i està associada a estructures extensionals produïdes per la flexió litosfèrica de l'avantpaís generada per l'avenç dels làmines encavalcants. D'altra banda, descriu el límit frontal de la unitat de Banyeres com un contacte sostractiu, en què els materials del Cretaci superior presenten una geometria de rampa de bloc superior, fet que el porta a considerar-lo una altra falla extensiva reactivada com a encavalcament per la tectònica alpina.

Els membres més alts de la sèrie (Garumnià i Fm. de les calcàries amb alveolines del Cadí) ja són clarament sinorogènics, ja que registren els primers estadis de l'emplaçament dels encavalcament pirinencs en localitzacions més septentrionals.

Tot seguit es descriuen detalladament les formacions que configuren aquesta unitat.

Formació d'Adraén (C₄).- Definida per Mey *et al.* (1968) tot i que ja havia estat descrita inicialment per Guerin-Desjardins et Latreille (1961) com a "Série d'Adraén". Es tracta d'una sèrie detrítica, amb domini de conglomerats, microconglomerats i gresos grollers, de composició predominantment quarsítica, amb intercalacions escasses de lutites i limolites fosques amb restes vegetals i matèria carbonosa (fig. 2.17). Segons van Hoorn (1970) es van dipositar subaèriament en el marge nord i en corrents de deriva litoral en el marge sud amb paleocorrents de sentit NE-SW.

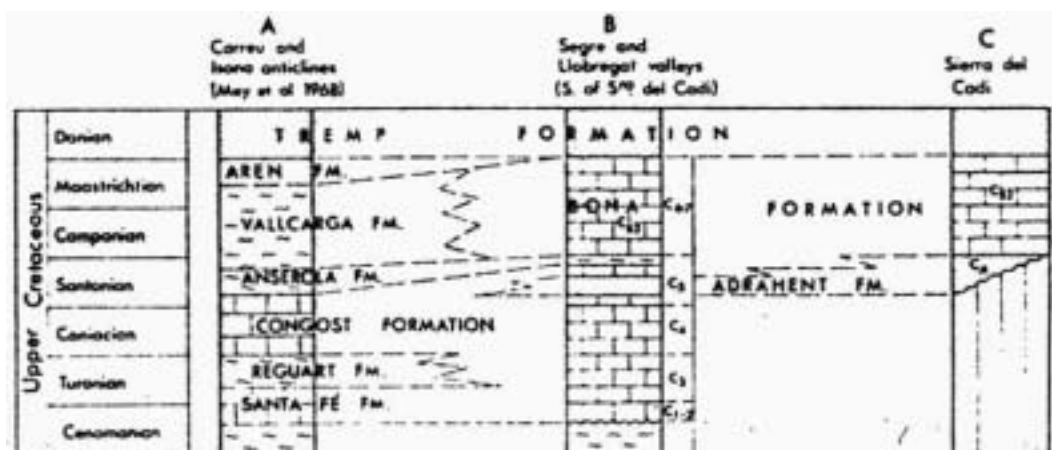


Fig. 2.15.- Correspondència entre les formacions del Cretaci superior entre la USC i la Unitat del Cadí, segons Hartevelt, 1970.

La formació Adraén es diposita discordantment sobre el Triàsic mig – superior, principalment sobre els carbonats en fàcies Muschelkalk, en una conca particionada per petites falles extensives que limiten els marges oriental i meridional de centres subsidents de dimensions molt restringides (Flinch, 1990; Flinch i Casas, 1996). Com a conseqüència la seva potència augmenta d'est a oest, passant del 20 m a la vessant nord de la Serra del Cadí (Flinch, 1990) fins a un màxim deduït de 155 m a límit nord de l'escata de Banyeres.

Les restes vegetals que s'han trobat en els nivells lutítics d'aquesta formació no en permeten la datació, que s'ha hagut de fer en base a l'edat de la formació suprajacent. Boissevain (1934) dedueix una edat maastrichtiana per a la fm. Bona, i per tant proposa una edat campaniana per a aquesta formació. Mey *et al.* (1968), Hartevelt (1970) i Von Moeri (1977) situen aquesta formació en el Santonià per correlació amb sèries de la vall del Segre i de l'anticlinal d'Isona (fig. 2.15). Van Hoorn (1970) correlaciona aquests materials amb dipòsits de la Serra d'Aubenc (a l'oest d'Oliana) també datats com a Santonià (Souquet, 1967). Simó *et al.* (1985) indiquen per als materials contemporanis de la USC una important subsidència, i García Senz (2002) proposa situar l'inici de la compressió al Santonià superior. En base a aquestes afirmacions, la formació Adraén correspondria a l'estadi immediatament anterior a l'inici de la compressió pirinenca. Tot i així, un estudi detallat de la petrografia d'aquests materials que permetés localitzar l'àrea font d'aquest sediments ajudaria a entendre millor el seu significat en l'evolució tecto-sedimentària de la conca sudpirinenca.

A la zona d'anàlisi, els afloraments d'aquesta unitat es troben restringits als límits septentrional i oriental de la Unitat de Banyeres.

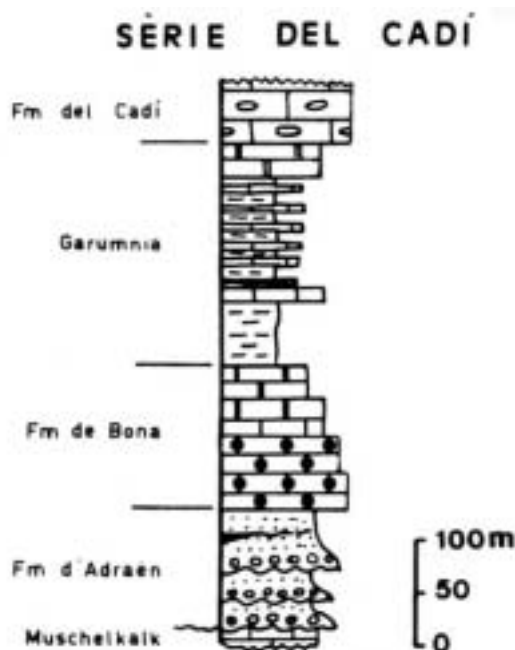


Fig. 2.16.- Columna sintètica dels materials de la Unitat de Banyeres, segons Flinch (1990). El tram basal, fins a les calcàries intermèdies del Garumnià, pertany al Cretaci superior, i el tram superior correspon al període Paleocè – Eocè inferior.

Formació de Bona (C₅).- Definida per Mey *et al.* (1968) tot i que també va ser estudiada en detall per Guerin-Desjardins et Latreille (1961) i Hartevelt (1970). La seva sedimentació és molt més extensiva que la de la formació subjacent, i reposa discordantment sobre qualsevol formació des de l'Estefanià, al turó de Can Pubill (Hartevelt, 1970), fins als conglomerats de la fm. Adraén, al marge oest de la unitat del Cadí.

A la zona d'estudi, el límit inferior d'aquesta unitat és gradual amb la formació Adraén, amb un pas de litologies detrítiques conglomeràtiques a composicions carbonàtiques bioclàstiques. La textura d'aquestes calcàries és de tipus *packestone*, amb matriu micrítica i bioclastes de bivalves, principalment rudistes, coralls solitaris, orbitoïdeus, briozoos, pues d'equínids i algues. A sobre, la textura canvia a *wackestone* i *limemudstone* (fig. 2.17).

Diversos autors situen aquesta formació en el Campanià – Maastrichtià (Dalloni, 1930; Boissevain, 1934; Guerin-Desjardins et Latreille, 1961), a partir de les restes fòssils localitzades, tot i que Von Moeri (1977) la situa en el Santonià superior – Campanià. També a partir d'aquestes restes de fauna Boissevain (1934) i van Hoorn (1970) proposen una sedimentació en un medi marí som.

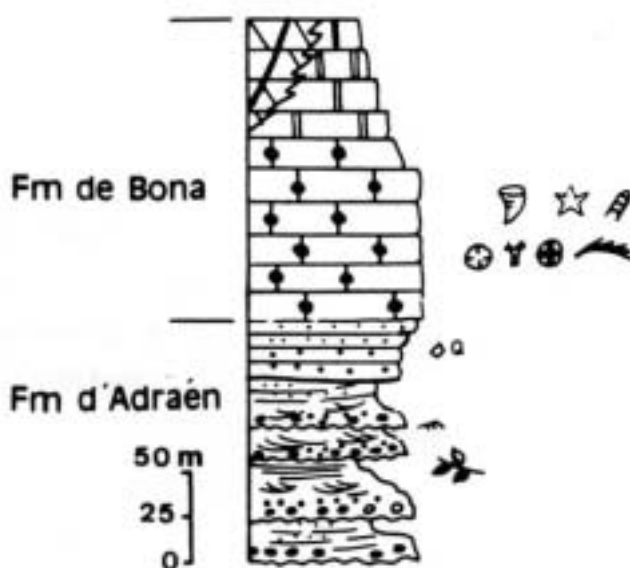


fig. 2.17.- Columna estratigràfica de les formacions d'Adraén i de Bona (Flinch, 1990). La simbologia referent a les restes fòssils, correspon a les citades en el text.

El context tecto-sedimentari d'aquesta formació sembla marcar un canvi important en la dinàmica de la conca sudpirinenca. Tot i que en els seus trams basals està associada a les falles distensives que limiten la formació detrítica subjacent, els seus nivells superiors les fossilitzen (Flinch, 1990) limitant temporalment el funcionament d'aquestes subconques. Per altra banda, Hartevelt (1970) indica una considerable subsidència de la conca en localitzacions al sud de la regió d'anàlisi, que permet l'acumulació de fins a 2000 m de sèrie a l'est de Gósol (Berguedà). Mey *et al.* (1968) correlacionen aquesta formació amb les turbidites de la formació Vallcarga a la USC (fig. 2.15). No obstant, si considerem les edats obtingudes a partir de la fauna, aquesta correlació és vàlida per a la part baixa de la sèrie, però els nivells més alts d'aquesta formació són contemporanis als membres inferiors de la seqüència d'Arén (Mb. de Salàs i fm. Aren, Simó; 1985), que el mateix autor situa ja en un context compressiu. En síntesi, el pas de la sedimentació en conques distensives,

associades a les falles orientades N-S i E-W, a una sedimentació expansiva d'aquesta formació, que fossilitza aquestes falles, podria ser la manifestació de l'inici de l'etapa compressiva en aquesta transversal. A la zona cartografiada, aquests materials només afloren incorporats a la làmina de Banyeres, i tenen un gruix aproximat de 190 m.

*Fàcies Garumniana*⁶ (G_i).- s'inclou en aquest grup els materials més alts de la sèrie del Cretaci Superior de la unitat de Banyeres, tot i que la seva sedimentació s'allarga fins Paleocè superior.

Es tracta d'una formació present tant a la USC com a la Unitat del Cadí, tot i que en la primera no apareix en la làmina de Bóixols. Sedimentològicament, la sèrie es diposità en ambients fluvials, lacustres i palustres (Hartevelt, 1970; Flinch, 1990) a la conca d'avantpaís pirinenca, durant l'emplaçament de la làmina de Bóixols – Pedraforca superior i el creixement de l'anticlinal de St. Corneli (Garrido-Megías, 1973; Sgavetti *et al.*, 1984; Simó & Puigdefàbregas, 1985).

A la zona d'estudi, la sèrie reposa concordantment sobre les calcàries bioclàstiques de Bona, i ja és clarament sincompressiva, com evidencien els canvis graduals de potència, màxima als sinclinals i menor als anticlinals. Dins del conjunt es poden diferenciar tres membres (Flinch, 1990, fig. 2.18) que es descriuen tot seguit, alhora que es proposa la seva correlació amb els trams de la sèrie estratigràfica aixecada per Vergés *et al.* (1993) a la cubeta de Vallcebre i amb la formació Tremp (Mey *et al.*, 1968) a la vall de la Noguera Pallaresa:

Membre inferior detrític (G₁).- lutites i llims vermells amb alguna intercalació de gresos quarsosos i conglomerats (pot. màx.: 113m.). Per la seva posició en la sèrie correspondria als trams a i b de la cubeta de Vallcebre, que a la seva vegada es correlacionen amb els trams inferior i mig de la fm. Tremp (Feist i Colombo, 1983).

Membre mig carbonàtic (G₂).- barra carbonàtica massiva amb intraclastes micrítics irregulars amb ciment micrític, sedimentada en un ambient lacustre (pot. màx.: 38m.). Per les seves característiques litològiques, ha de correspondre a les calcàries de Vallcebre, associades a la part superior de la fm. Tremp per Feist i Colombo (1983).

Membre superior lutítico-carbonàtic (G₃).- margo-calcàries, calcàries i lutites amb taques de decoloració, i colors principalment vermells i violetes (pot. màx.: 148m.). S'observen en alguns punts marques de bioturbació per arrels. Correspondria als materials que es troben per sobre de les calcàries de Vallcebre a la zona de la Cubeta de Vallcebre.

Davant l'absència de restes fòssils en aquests materials a la zona d'estudi, Hartevelt (1970), els data a partir de les unitats estratigràfiques adjacents (a base i sostre), situant-los completament en el Paleocè. Tot i així, a partir de la correlació amb la fm. Tremp, datada a partir de restes de dinosaures (Lapparent i Aguirre, 1956; Llompart *et al.*, 1984 i Casanovas *et al.* 1987) i carofícies (Feist i Colombo, 1983), és possible establir

⁶ Si bé alguns autors fan referència a aquests materials com a formació Tremp (Mey *et al.*, 1968; Simó *et al.*, 1985) el terme utilitzat més àmpliament per a designar aquests materials és el de fàcies garumniana (o simplement "el Garumnià"), i és per això que s'utilitza aquest terme en el text.

que el membre inferior correspon encara al Maastrichtià superior, mentre que la presència de microcòdium en el membre mig carbonàtic (calcàries de Vallcebre) ens indica que aquest ja es troba dins el Paleocè (Danià; Feist i Colombo, 1983; Masriera i Ullastre, 1983). Els materials equivalents al membre superior han estat datats com a Tanetià a partir de la presència de carofícies, *Phyra* i *Bulimus Gerundensis* (Saula *et al.*, 1994).

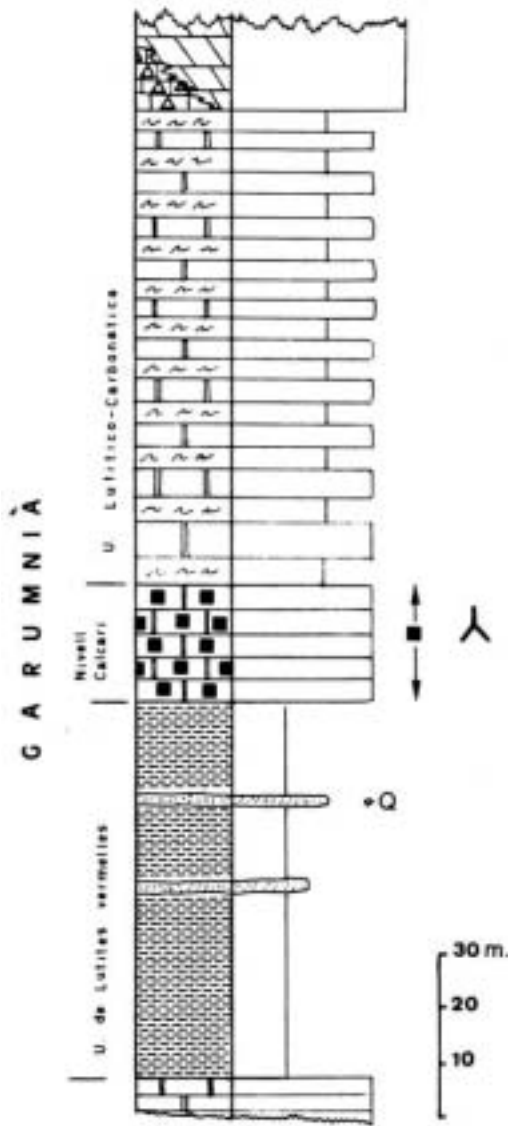


Fig. 2.18.- Columna estratigràfica dels materials garumnians al Coll del Pradell (Unitat del Cadí), segons Flinch (1990).

Com la resta de la sèrie del Cretaci Superior del Cadí, aquesta formació només es troba integrada en la làmina de Banyeres, a la zona d'estudi, tot i que també aflora en un petit *klippe* al nord de la localitat de Sorribes.

2.5 CENOZOIC

Dins aquesta era podem dividir dues etapes principals: el Cenozoic sinorogènic i el postorogènic. Durant la primera se sedimentaren els materials en conques d'avantpaís, *piggy back* i intramuntanes, mentre que durant la segona la sedimentació es dona en un marc tectònic completament diferent; durant el trànsit entre el Neogen inferior i mitjà, finalitza l'etapa compressiva pirinenca (Crusafont *et al.*, 1966) i s'inicia una etapa amb tectònica local distensiva, associada a falles de moviment lateral a la zona d'estudi. En finalitzar aquesta, el plio-quadernari es caracteritza per una relativa estabilitat.

2.5.1 Cenozoic sinorogènic

Paleocè –Eocè inferior

Aquest període està caracteritzat perquè la conca d'avantpaís sudpirineca funciona com a una única conca sedimentària (Barnolas i Gil-Peña, 2001), tot i la presència de zones emergides associades a l'emplaçament dels mantells de la USC. La partició efectiva de la conca es dona a partir del Cuisià inferior, moment en que les diferents subconques adquireixen característiques diferencials (Barnolas y Gil-Peña, 2001). Per tant, els materials del Garumnià i l'Ilerdià que afluïren a la zona d'estudi, que formen part de la unitat del Cadí, es podran correlacionar amb els materials de la mateixa edat sedimentats tant en la conca central sudpirinenca com en l'oriental. Com ja s'ha dit, el trànsit entre el Cretaci i el Paleocè està marcat per les calcàries de Vallcebre, tram mig del Garumnià. Per tant, aquests materials corresponen als nivells més antics del Paleogen, i la primera formació que es troba dins el Paleogen en la seva totalitat és la formació de les calcàries amb alveolines del Cadí que es descriu tot seguit.

Formació de calcàries amb alveolines del Cadí (E).- Aquesta formació anomenada “Calcaire à Alveolines” per Guerin-Desjardins et Latreille (1961), va ser descrita per Mey *et al.* (1968) i es present en tota la conca sudpirinenca. De la mateixa forma que els materials subjacents, la seva sedimentació és sintectònica, fet que es pot observar en diversos punts de la conca com per exemple la Serra de Montsec d'Ares (Mutti *et al.*, 1985, Teixell y Muñoz, 2000) o El Port del Comte (Betzler, 1989; Vergés, 1993).

La sèrie està constituïda principalment per potents nivells calcaris amb abundància de alveolínids i mil liòlids, depositats inicialment en una plataforma marina soma amb tendència a profunditzar-se (Luterbacher, 1969). La sedimentació d'aquests materials es donà durant l'Ilerdià inferior a la conca d'Àger (Luterbacher, 1969; Ferrer *et al.*, 1973, Llompert, 1977).

A la zona d'estudi, la formació de Calcàries amb alveolines aflora principalment a la làmina de Banyeres, tot i que també es pot observar al *klippe* del nord de Sorribes i a la unitat del Pujal, una finestra tectònica al sud de la làmina del Montsec de Tost.

La sèrie de l'Ilerdià a la làmina de Banyeres és bàsicament carbonàtica amb augment del contingut en alveolínids cap a sostre fins a esdevenir una calcària de textura *packestone* formada bàsicament per alveolines (Flinch, 1990, fig. 2.19). En alguns punts, la base de la sèrie, en contacte net sobre el sostre del Garumnià, està caracteritzada per la presència d'una unitat conglomeràtica que ha estat analitzada en làmina prima (fig. 2.21) perquè s'ha considerat que poden aportar informació rellevant per descriure l'evolució tecto-sedimentària de la làmina de Banyeres i la seva relació amb les unitats estructurals adjacents.

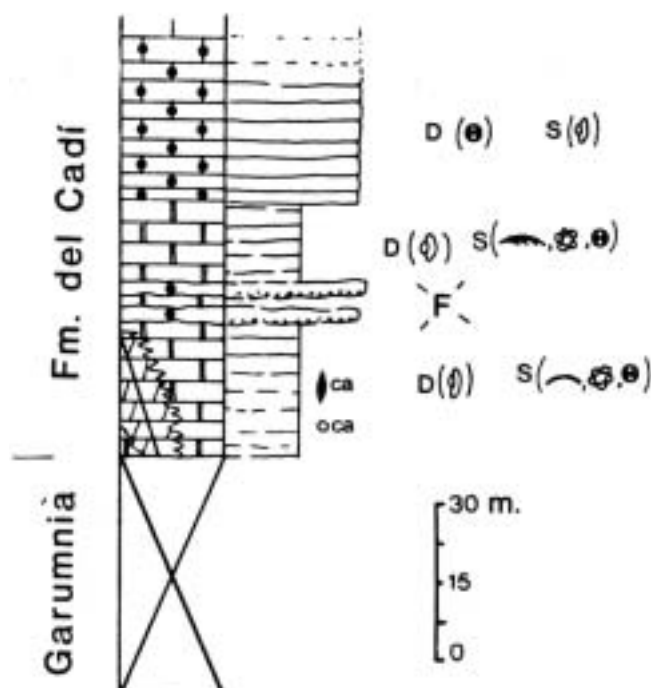


Fig. 2.19.- Columna de la base de la formació del Cadí, segons Flinch (1990). A diferència del que s'observa en el límit nord de la Unitat de Banyeres, no apareixen els nivells conglomeràtics a la base. Tot i així, aquesta deposició es pot observar pràcticament en tota la meitat sud d'aquesta unitat.

Des del punt de vista petrogràfic, aquests conglomerats estan constituïts per clasts subarrodonits a arrodonits amb un diàmetre modal d'entre 2 i 3 cm i amb un grau de selecció moderat. El contacte entre els còdols és de tipus concav-convex indicant que la roca ha estat sotmesa a un cert grau de compactació, ja sigui per enterrament o bé per deformació tectònica. Els principals components de la roca són:

Esquelet (75 % aprox.): Format en la seva totalitat per fragments de roques carbonàtiques, essencialment són litoclasts de grainstones, packstones i wackstones amb un alt contingut de fòssils (bivalves, briozoos, foraminífers, equínids i algues rodofícies). Pel contingut fòssilífer dels litoclasts carbonàtics i per la seva microfàcies es poden diferenciar dos tipus de clasts. Els més antics corresponen al Juràssic (fig. 2.20) i els més recents al Cretaci superior. La composició dels conglomerats i les microfàcies dels còdols del Cretaci superior indiquen que procedeixen del mantell del Montsec (al sud), on el Cretaci superior reposa directament sobre el Juràssic, i del mateix mantell del Cadí (a l'est). La dualitat en l'àrea font pot indicar que els còdols que presenten microfàcies del mantell del Montsec no procedeixen directament d'aquesta làmina, sinó que han estat reciclats dels conglomerats del membre inferior del Garumnià.

Matriu (20 % aprox.): La matriu ocupa la major part del volum intergranular i és formada per partícules de mida sorra mitja a fina. Els clasts de la matriu són bàsicament de calcita esparítica mono o policristal·lina amb formes elongades i, en el cas dels grans policristal·lins els cristalls s'organitzen en agregats radials, amb les morfologies típiques del *Microcodium*. Aquest *Microcodium* ha estat majoritàriament retreballat i transportat, derivant de l'erosió dels materials graumians infrajacentes als conglomerats. Tanmateix, una part del *Microcodium* es troba *in situ*, incrustat a la superfície dels clasts de l'esquelet i provocant-ne la seva corrosió. Així doncs, la presència d'aquest *Microcodium* indica que l'ambient de sedimentació és subaeri i relacionat amb processos edàfics i confirma l'edat terciària d'aquests conglomerats. A més del *Microcodium*, la matriu també està constituïda per fragments dels mateixos clasts de l'esquelet i per grans de quars monocristal·lí, tot i que aquests darrers components són minoritaris.

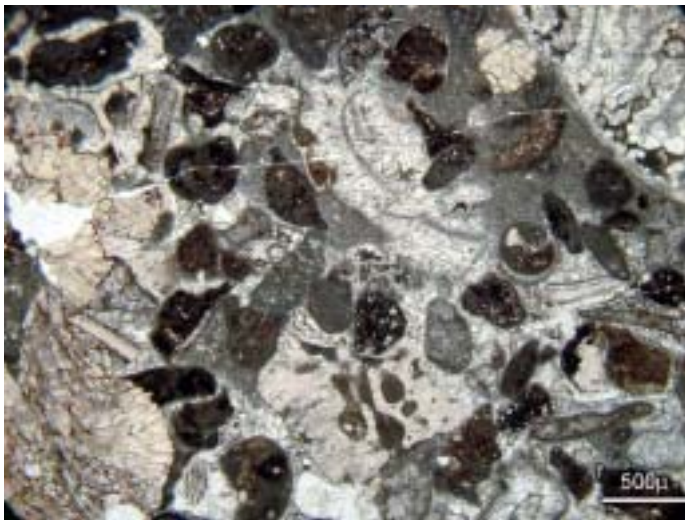


Fig. 2.20.- Detall d'un còdol de Silurià dels conglomerats paleògens.

Ciment (< 5 % aprox.): S'observen dos tipus de ciments a la roca. Un primer ciment de tipus ferruginós es troba formant envoltos en els grans, tant de la matriu com de l'esquelet. Aquest ciment és anterior a la compactació ja que es troba també dins dels contactes còncav-convexes i, fins i tot podria ser sindeposicional.

El segon ciment és de calcita i es troba reomplint les fractures de la roca. Aquestes fractures sovint són circumgranulars, aquest fet indica que la seva obertura es produí per la rotació dels clasts de l'esquelet quan la roca no estava del tot consolidada, per tant és una fracturació desenvolupada poc després de la sedimentació del conglomerat. La calcita que reomple aquestes fractures és esparítica, tot i que localment pot ser fibrosa amb estructures de *crack-and-seal* indicant que la seva precipitació ha estat contemporània a la obertura de la fractura. Les altres fractures no estan condicionades per la textura de la roca i per tant són posteriors, aquestes estan sempre reomplertes per calcita esparítica.

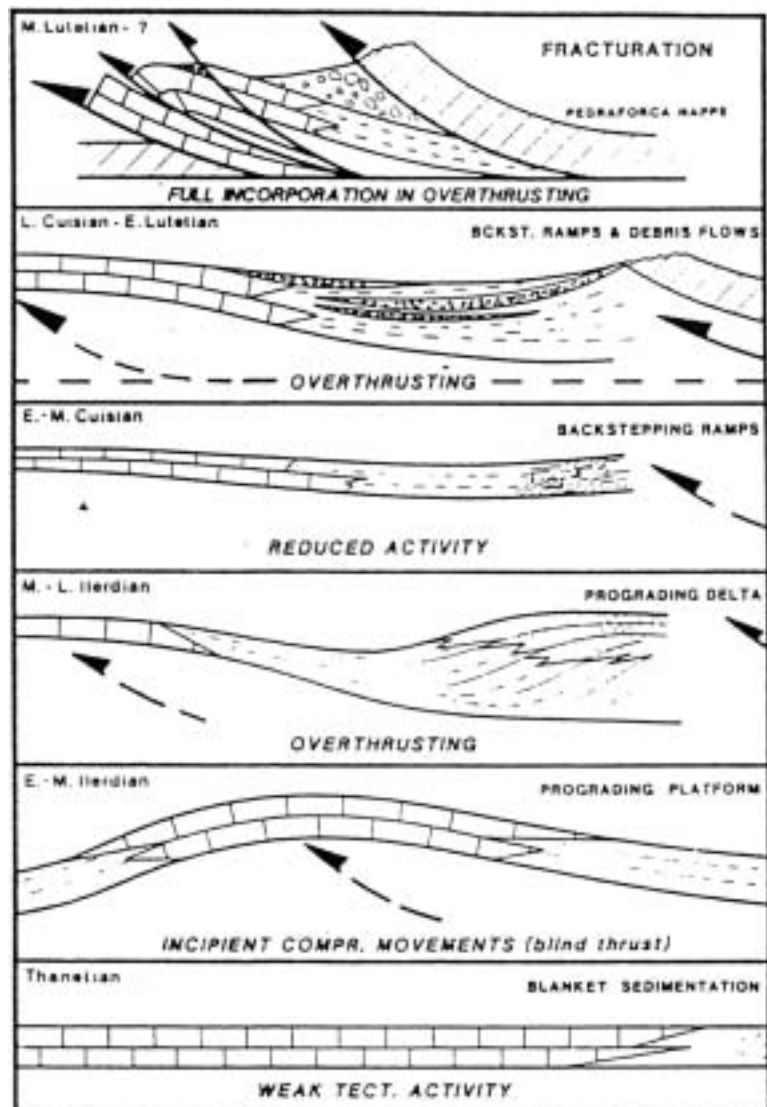
Porositat (< 1 % aprox.): La porositat d'aquesta roca és de tipus secundari i molt escassa, es limita exclusivament a les parts no cimentades de les fractures.

Finalment, i amb totes les característiques que s'han exposat, aquests conglomerats es poden anomenar calcilitorudites amb *Microcodium* segons la classificació de Valloni et al. (1991).

La litologia i la mida dels còdols que inclouen aquests conglomerats mostren que el Garumnà s'estava erosionant en localitats properes, fet que podria indicar la proximitat de zones tectònicament actives, i permet qualificar aquests sediments com a sintectònics. Un altre aspecte que evidencia la condició sintectònica d'aquesta formació és l'evolució de la seva potència. La tendència general és un augment del gruix cap al sud, superant els 400m, però també s'observen variacions locals associades al creixement d'estructures anticlinals i sinclinals com les descrites per Betzler (1989) al mantell del Port del Comte (fig. 2.21), en la prolongació cap a l'avantpaís del mantell del Cadí, per sota de la USC (Vergés, 1993)⁷.

Per la seva localització en la sèrie considero que aquests conglomerats són equivalents a les fàcies conglomeràtiques que s'observen al flanc nord del sinclinal d'Àger (Mutti *et al.* 1985b, 1988).

Fig. 2.21.- Interpretació de l'evolució estructural de la Serra del Port del Comte i la Serra del Cadí durant l'Eocè (Betzler, 1989). S'observa en la figura els canvis de fàcies i potència de les diferents unitats estratigràfiques, associats al funcionament dels encavalcaments pirinencs



⁷ Les afirmacions en referència al context tecto-sedimentari de les calcàries amb alveolines del Cadí seran desenvolupades més àmpliament en l'apartat 4.3, però he cregut convenient introduir-les en aquest capítol.

Una altra situació complexa és la que s'observa en la finestra tectònica de Pujals. En aquest aflorament, de dimensions molt petites, cal destacar la complexitat en l'estructura i les fàcies. Aquestes, són en general més detrítiques, i poden distingir-s'hi tres trams: a la base nivells conglomeràtics, d'aspecte molt similar a la formació Adraén, però amb alveolines a la matriu, per la qual cosa cal situar-los en l'Ilerdià. Al mig, un tram margós, i a la part alta un membre de calcàries amb microcòdols de quars a la base que desapareixen cap a sobre, a mida que augmenta el contingut en restes de foraminífers. L'origen d'aquesta complexitat estructural ha d'estar relacionada amb la proximitat d'una zona tectònicament activa durant la deposició d'aquests materials.

Eocè superior – Oligocè

Durant aquest període, al llarg del marge sud de la zona de les Nogueres es generen acumulacions conglomeràtiques en conques intramuntanes de dimensions molt variables, que poden estar afectades per les estructures compressives alpines. D'est a oest, aquestes són la conca de Montant de Tost, la conca de Taús, la conca de La Pobla de Segur i la conca de Senterada. Tot i que s'ha distingit diverses àrees font per a cada una de les conques, en tots els casos aquestes es troben molt properes; per tant, en funció de la litologia dels còdols es poden diferenciar quatre tipus principals de formacions, les que tenen còdols provinents de la zona Axial, les que els tenen de la zona de les Nogueres, les que deriven de la Unitat Sudpirinenca Central i les que tenen còdols de més d'una procedència. Tot seguit es procedeix a una descripció de cada una de les conques mencionades.

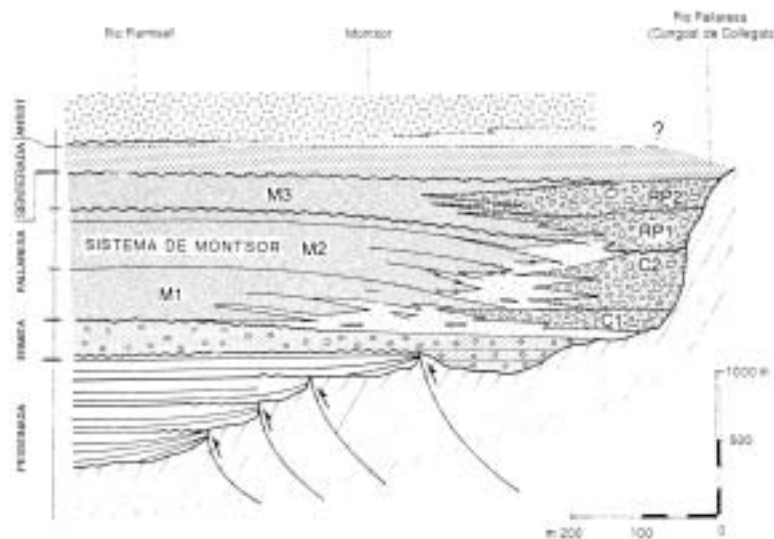


Fig. 2.22.- Relacions estratigràfiques en un tall E-W, entre les principals unitats conglomeràtiques de la conca de la Pobla de Segur (Mellere i Marzo, 1992).

La més important en volum d'aquestes acumulacions és la **conca de la Pobla de Segur** (fig. 2.22), amb potències de fins a 3500 m (Mellere i Marzo, 1992). Els materials que rebleixen aquesta conca són coneguts

com a Conglomerats de la Pobla de Segur (Rosell i Riba, 1966) o bé com a Formació Collegats (Mey *et al.*, 1968). La taula 2.5 mostra divisions estratigràfiques proposades per diversos autors. Utilitzem la classificació de Mellere i Marzo (1992) i Saura (2000) ja que són les més recents i tracten directament els materials que afloren a la zona d'estudi i que corresponen a la part més recent del conjunt dels Conglomerats de la Pobla de Segur, és a dir, el grup de Sarroca (Saura 2000) i els al logrup de la Pallaresa, Senterada i Antist (Mellere i Marzo, 1992).

A grans trets, el rebliment d'aquesta conca està format principalment per acumulacions conglomeràtiques amb còdols i matriu procedents de les unitats adjacents, i molt variables sedimentològicament (granulometries, potències, fàbrica...). Estan organitzats en una sèrie de tascons clàstics, en fàcies de ventall al luvial i deltaic amb intercalacions lacustres subordinades. El reconeixement per part de diferents autors de superfícies de discontinuïtat internes ha permès la definició d'al logrup amb les subseqüents divisions.

Un aspecte a considerar per poder entendre l'evolució litològica d'aquesta conca és el canvi en la seva morfologia que suposa l'activació durant l'Oligocè inferior d'un sistema retroencavalcant al límit nord de la Unitat Sudpirinenca Central, que la divideix en dos parts: la Conca de la Pobla de Segur s.s. i l'anomenada **conca de Senterada**.

Rosell i Riba (1966)	Robles (1984) Robles i Ardèvol (1984)	Mellere i Marzo (1992)	Saura (2000)	Edat
		Al.logrup d'Antist	Al.logrup d'Antist	Oligocè
		Al.logrup de Senterada	A. de Senterada	
Membre de Montsor	Grup de Collegats	Sistema de Collegats	A. de la Pallaresa / Grup de Sarroca ?	
	Grup de Roca de Peso	Sistema de Roca de Peso		
Membre de Gramuntill	Grup de Montsor	Sistema de Montsor		
Membre de Roc de Santa	Grup de Roc de Santa	Sistema de Roc de Santa		
	Grup d'Hortoneda	Al.logrup d'Ermita		
	Grup d'Ermita			
Membre de Sossis	Grup de Claverol			
Membre de Claverol	Grup de Pessonada	Al.logrup de Pessonada		

Taula 2.5.- Taula comparativa entre les subdivisions estratigràfiques proposades per diversos autors (Mellere i Marzo, 1992, modificat) pels conglomerats de la formació Collegats.

Grup de Sarroca (O₁).- Aquest grup aflora principalment a la conca de Senterada, d'on és l'acumulació conglomeràtica més antiga, localitzada al sud-oest d'aquesta en una franja molt estreta d'orientació

aproximada E-W, amb una potència màxima preservada de 250 m. El seu límit nord és clarament tectònic, posant-la en contacte amb materials mesozoics. El límit sud és un contacte en onlap sobre carbonats del Juràssic i del Cretaci inferior.

A la base d'aquesta unitat trobem una bretxa de pendent amb còdols centimètrics a decimètrics procedents de les formacions mesozoiques adjacents i matriu carbonàtica, que en pujar en la sèrie evoluciona cap a una fàbrica conglomeràtica ben desenvolupada amb còdols derivats de la USC i de la zona de les Nogueres. Independentment de la litologia dels còdols, la fàbrica varia de suport de clastes a suport de matriu, i els còdols presenten diversos graus d'arrodoniment i mides variables, entre mil·límetriques i decimètriques.

La composició dels còdols ens mostra una àrea font propera. Allà on els materials es troben discordants sobre el Juràssic i Cretaci, els còdols presenten bàsicament clastes carbonàtics d'aquesta edat, mentre que a mida que ens desplaçem cap a l'est, on afloren materials de la zona de les Nogueres, comencen a aparèixer còdols triàsics, que passen gradualment a ésser dominants i donen a la formació un aspecte pràcticament idèntic a l'al logrup de Senterada suprajacent, del qual es separa per una marcada discordança angular. També trobem un canvi apreciable de la matriu paral·lel al canvi litològic dels còdols. Allà on dominen els mesozoics, aquesta és sorrenca, amb component calcari i de color marró clar rosat. A la part amb domini de clastes triàsics presenten una matriu limolítica i argilosa de color vermell – violeta derivat del Keuper. Aquests materials presenten una forta deformació tectònica que impedeix la identificació d'estructures sedimentàries.

Per la seva situació en la sèrie podríem trobar-nos davant un sistema occidental de l'al logrup de la Pallaresa, però no es pot establir una correlació directa entre els afloraments. També podria tractar-se d'un sistema més antic, de funcionament completament independent aïllat del paquet conglomeràtic de la conca de la Pobla de Segur.

A part dels afloraments principals d'aquests materials situats entre Sarroca de Bellera, Xerallo i Perves també apareixen petits afloraments aïllats al SE de la finestra de Viu i la zona de Cérvoles (vall del Flamicell).

Al logrup de la Pallaresa (O₂).- Representa la formació conglomeràtica més important en volum de la conca de la Pobla de Segur, amb un gruix aproximat de 1000 m (Mellere y Marzo, 1992), i és la més antiga d'aquesta conca que aflora a l'àrea cartografiada. Pot trobar-se en contacte discordant o paraconforme amb les unitats conglomeràtiques subjacents, o bé en *onlap* sobre els marges mesozoics de la conca (Mellere y Marzo, 1992). El seu límit superior està marcat per la discordança basal de l'al logrup de Senterada. Entre la vall de la Pallaresa i la del Flamicell es poden diferenciar tres sistemes convergents de ventalls, entre els que es troben dipòsits lacustres: el sistema de Montsor, el de Collegats i el de Roca de Peso.

A la conca de la Pobla de Segur, només s'han diferenciat els nivells d'aquesta formació que afloren per sota l'al logrup de Senterada, a la vall del Flamicell, que corresponen al sistema de Montsor. Aquest, està constituït principalment per conglomerats polimíctics amb suport de clastes, provinents de l'oest i el nord-oest, amb una composició que situa l'àrea font a la Zona de les Nogueres i la Zona Axial (Rosell i Riba, 1966; Robles, 1984).

Dins aquest sistema s'han distingit tres seqüències principals o ventalls al·luvials, de 200 a 300 m de gruix cada un (Mellere y Marzo, 1992), amb una tendència general progradant – retrogradant i delimitats per expansions lacustres. Les

dades de composició i paleocorrents indiquen que les longituds d'aquests ventalls havien d'estar entre els 20 i els 30 km (Mellere y Marzo, 1992).

Al sud de Cadolla, però, els materials que afloren per sota de l'al logrup de Senterada presenten còdols amb una composició bàsicament carbonàtica, derivada de les formacions del Juràssic i del Cretaci de la USC. El seu aspecte és similar al dels sistemes de Collegats – Roca de Peso, però correspon a ventalls de dimensions molt inferiors als del sistema de Montsor, que s'interdigiten amb aquests, i es troben adossats als marges de la conca.

Al logrup de Senterada (O₃).- es troba en discordança angular sobre els conglomerats anteriorment descrits (tant el Grup de Sarroca com l'al logrup de la Pallaresa) o sobre el sòcol pre-terciari. És constituït per conglomerats poligènics i per lutites i gresos de color vermell d'origen fluvial i al luvial. La fàbrica varia de suport de còdols a suport de matriu. Els còdols són de roques del Triàsic (calcàries, gresos i ofites), del Carbonífer i del Silurià, cosa que indica una àrea font en la Zona de Les Nogueres. La matriu està formada per limolites i argiles de color vermell molt intens, derivades del Keuper i els nivells argilosos del Buntsandstein. Els paleocorrents es dirigeixen cap al sud i sud-oest (Mellere i Marzo, 1992). A la conca de Senterada és la unitat conglomeràtica més extensa, aflorant a la part sud d'aquesta, a les parts baixes de la vall dels rius Manyanet i Flamicell, i en una estreta franja entre Xerallo, Perves i el barranc de Viu, tot i això, també aflora a les parts més altes de la conca de la Pobla de Segur, tant a l'est de la vall del Flamicell (Tossal de Sant Aventí) com a l'Oest (Cérvoles i Turó de la Capsera)

En general, el contacte entre aquests materials i les unitats subjacents és en *onlap*, arribant a escalar desnivells de fins a 500 m, tant cap al nord com cap al sud, tanmateix en alguns punts aquest contacte és de caire tectònic, amb retroencavalcaments que posen en contacte el Keuper amb aquests conglomerats. Associades a aquestes estructures, tant a la vall del riu Manyanet com al Barranc de Riuxou, s'observa la presència de discordançes progressives afectant els nivells inferiors d'aquest al logrup, que poden passar d'una inclinació pròxima als 60 graus cap al nord, a una disposició subhoritzontal en una distància relativament curta. Aquest fet indica el control exercit per les estructures tectòniques del sud de la zona d'estudi en la sedimentació d'aquesta formació, almenys en els seus estadis inicials. Al sud d'aquest contacte s'ha observat afloraments aïllats d'aquesta formació, relacionats amb els retroencavalcaments que separen la USC i la Zona de les Nogueres, que evidencien el funcionament com a una sol sistema de la conca de la Pobla de Segur i la conca de Senterada, com a mínim fins a l'inici de la sedimentació de l'al logrup de Senterada. L'evolució tecto-sedimentària es discutirà detalladament en l'apartat d'anàlisi estructural.

La inclinació cap al sud (30° aprox.) que presenten els nivells que afloren a la part més septentrional d'aquest al logrup a la vall del riu Flamicell, defineix una estructura general sinforme, per a la conca de Senterada, i indiquen que mentre al marge sud de la conca funcionava el sistema retroencavalcant de Morrerres, al marge nord també es produïa un aixecament de la zona axial, probablement associat a l'emplaçament de les unitats de l'Orri i Rialp.

Pocs metres a l'oest d'Antist, i de manera molt local, apareix una bretxa que reposa directament sobre lutites del Keuper i es troba recoberta al seu torn per l'al logrup de Senterada. Aquests materials es caracteritzen per l'absència d'organització interna i pel domini de litologies devonianes (els còdols triàsics hi

són absents) arribant-se a trobar paquets constituïts exclusivament per l'acumulació càotica de còdols de formacions paleozoïques no presents en localitats pròximes (x.ex. de la formació Compte B). També és destacable la gran varietat de mides dels còdols. Així trobem blocs d'escala mètrica, abundants còdols d'uns 20 cm de diàmetre i petits clastes mil·limètrics inclosos en la matriu. Aquesta té un clar component calcari allà on és present, ja que la formació és en la seva gran part *clast-supported*. Sembla versemblant que mentre a les parts més baixes de la paleovall s'estaven dipositant els membres més inferiors de l'al·logrup de Senterada en onlap sobre la vessant sud, a les parts més altes de la vessant nord es produïa una acumulació de derrubis de vessant que originà aquesta formació, que finalment fou recoberta pels nivells més alts i més madurs de l'al·logrup de Senterada.

Al·logrup d'Antist (O₄).- representa la unitat estratigràfica més moderna dels Conglomerats de La Pobla de Segur, present a la conca de Senterada i a les parts més altes de la conca de la Pobla de Segur s.s. Es disposa subhoritzontal en discordança sobre la unitat anterior, i té com a límit superior la superfície topogràfica actual. La matriu està constituïda per gresos de gra groller a molt groller i els còdols i blocs presenten mides molt variables d'ordre entre centimètric i decimètric. La seva composició és principalment de calcàries i gresos del Devonià de fàcies Sierra Negra, amb escassos còdols triàsics. Aquesta composició ens indica clarament una àrea font a la Zona Axial, confirmada pel fet que la litologia predominant sol coincidir amb la de les unitats directament situades al nord. Es tracta de conglomerats de ventalls al·luvials molt proximals amb suport clàstic o de matriu. Dins aquest al·logrup, Mellere (1992) distingeix tres unitats a la conca de Senterada, de les quals, només la superior es troba a la conca de la Pobla de Segur s.s.

La disposició subhoritzontal d'aquest al·logrup i el fet que reposa en discordança sobre les estructures del marge septentrional, demostren, segons Mellere i Marzo (1992) la finalització de l'activitat tectònica en la regió.

En els materials de la **conca de Montant** s'ha diferenciat diverses unitats, tot i que la naturalesa d'aquests materials, i la seva escassa continuïtat espacial, no en permet la correlació directa amb les formacions descrites a la conca de la Pobla de Segur.

La primera d'aquestes formacions està constituïda per una acumulació de Bretxes desorganitzades, de còdols mesozoïcs procedents dels substrats directament adjacent. Pel seu aspecte, composició i situació en la sèrie, podrien ser equivalents al grup de Sarroca de la conca de Senterada, però les característiques d'ambdues formacions, que representen sistemes de dimensions molt restringides, fan impossible la correlació espacial i temporal.

Per sobre d'aquesta unitat aflora una successió amb una potència mínima de 750m, en la que s'alternen nivells de conglomerats amb fàbriques que varien entre suport de matriu i suport de clastes. El diàmetre dels clastes és molt variable, i la seva procedència és bàsicament de Paleozoic, amb còdols de totes les formacions de l'àrea de subfàcies del Comte, i del Buntsandstein. La matriu és argilosa. L'àrea font, per tant, es troba en les unitats estructurals de la zona de les Nogueres. Per la seva composició podria ser l'equivalent

de l'al logrup de Senterada. Intercalats en aquesta unitat, al nord de Montant de Tost, apareixen alguns nivells de conglomerats, amb suport de classes, derivats del Juràssic i el Cretaci, i matriu calcària. La seva àrea font es troba en la Unitat Sudpirinenca Central. La seva extensió és hectomètrica, canviant lateralment a composicions característiques de la unitat en la que estan encaixats.

Dins el conjunt conglomeràtic que representa la **conca de Taús**, no s'ha diferenciat cap formació o membre, degut a la mala qualitat dels afloraments. Tot i així, s'entreveu una petita diferenciació entre un tram basal, bàsicament bretxoide amb clastes derivats del mesozoic directament subjacent, sobre el que reposen nivells de conglomerats més ben desenvolupats amb composicions variables, procedents tant de la Zona de les Nogueres (al nord), com de la USC (al sud).

2.5.2 Cenozoic postorogènic

Miocè

Els materials d'aquesta edat de la zona d'estudi es troben localitzats a la fossa de la Seu d'Urgell, concretament a la subconca d'Alàs, i se sedimentaren durant l'etapa distensiva que afecta el nord-est de la península ibèrica, associada en aquesta zona al moviment de falles normals orientades E-W i de direcció NNE-SSW.

El reompliment neogen de la fossa és principalment detrític i poc litificat, amb domini lutític a la base i conglomeràtic a la part alta, té una potència total inferior als 250m. Es diposità principalment en ambients de ventall al luvial (Agustí *et al.*, 1979). Dins d'aquesta sèrie s'han distingit dos membres (Roca, 1996), un d'inferior, de fins a 15 m de potència, i un de superior, de 70 a 240 m de potència, que és el que aflora a la subconca d'Alàs, que forma part de la zona estudiada (Agustí *et al.*, 1979). Dins aquest darrer s'ha distingit dues unitats litostratigràfiques (Hartevelt, 1970; Agustí *et al.*, 1979): la formació Bellestar (M₁) i la formació Pedra (M₂) (fig. 2.23).

La *formació Bellestar*, de caràcter conglomeràtic i bretxoide, poc litificada, i amb la discordança basal molt similar a la topografia actual (Hartevelt, 1970) que, a l'àrea cartografiada, pot trobar-se directament sobre el paleozoic, o bé sobre la formació Pedra.

La *formació Pedra* (Chevalier, 1909), constituïda per una sèrie bàsicament detrítica, poc litificada, amb argiles gresoses o conglomeràtiques i amb algunes passades de lignits, d'origen lacustre i palustre (Chevalier 1909; Boissevain, 1934; Birot, 1937; Solé Sabaris *et al.*, 1956), que Agustí *et al.* (1979) situen en àrees distals o marginals i poc drenades de ventalls al luvials.

Considerant la relació estratigràfica entre la fm. Pedra i la fm. Bellestar a la subconca d'Alàs, Hartevelt (1970) situa la primera al Miocè i la segona al Pliocè. Estudis posteriors de micromamífers i paleoflora (Chevalier, 1909; Crusafont y Golpe Posse, 1974; Agustí *et al.* 1979, Sanz de Síria, 1978, 1980; Baltuille *et al.*, 1992) en jaciments situats a les dues formacions, situen tota la sèrie al Tortonià (Vallesià, Miocè

superior), i daten els afloraments de la fm. Bellestar de l'oest de la Vall dels Segre com a contemporanis o anteriors als materials de la fm. Pedra de la subconca d'Alàs.

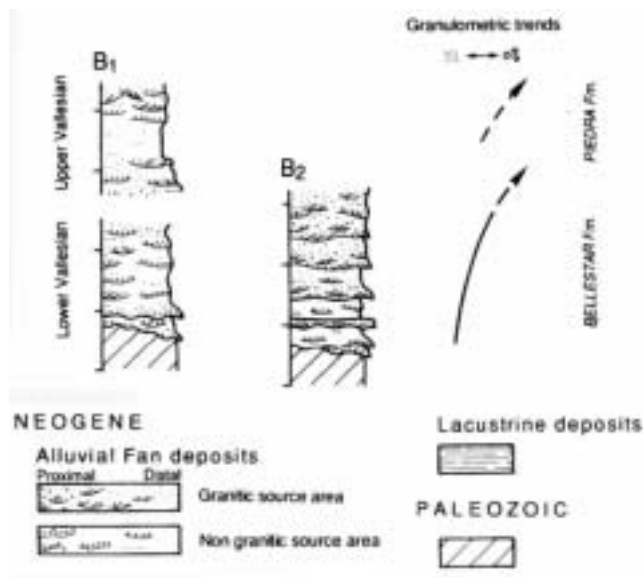


Fig. 2.23.- Columnes sintètiques de la conca de la Seu d'Urgell (Roca, 1996). **B1**. Subconca de Bellestar. **B2**. Extrem occidental de la Subconca d'Alàs.

Per als materials corresponents a la fm. Bellestar, Roca (1996) infereix un ambient de ventalls al·luvials adossats al marge nord de la conca de la Seu d'Urgell i progradants cap al sud, a partir de la disposició espacial dels materials, la composició litològica dels còdols (granitoids i roques d'alt grau metamòrfic), les mesures de paleocorrents i el caràcter granocreixent general de la seqüència. En aquest context, caracteritzat estructuralment per una activitat tectònica menor, la formació Pedra correspondria a les fàcies distals dels ventalls al·luvials (Agustí *et al.*, 1979; Roca, 1996).

A la subconca d'Alàs, com a conseqüència del caràcter progradant de la sèrie, trobem els materials corresponents a la fm Pedra a la base coberts pels conglomerats de la fm Bellestar. El fet que la formació Pedra estigui afectada per la falla de la fossa de la Seu d'Urgell, juntament amb la seves característiques sedimentològiques (principalment materials lacustres), apunten que la deposició d'aquests materials és anterior al funcionament de la falla, o que aquesta no era activa durant la sedimentació dels 100 m basals (Hartevelt, 1970). L'entrada dels materials conglomeràtics de la formació Bellestar a la subconca d'Alàs, en els que Hartevelt (1970) descriu termes en la sèrie amb domini evident de còdols triàsics i permians, depositats com a conseqüència de colades de fang i rius de règim torrencial (Oele *et al.*, 1963), i discordants sobre la fm Pedra (Hartevelt, 1970), implica una nova àrea font al sud, que funcionaria simultàniament amb la del nord.

Aquesta afirmació es veu reforçada per la observació a les proximitats del sistema de falles de la Fossa de la Seu d'una variació lateral en la litologia dels còdols de la fm. Bellestar, associada a canvis laterals en el bloc inferior d'aquestes falles. A la part oriental de la subconca dominen els còdols devonians, a la part central els estefanians, i a la part occidental els derivats del Cambro-ordovicià. Aquest fet, juntament amb l'escàs arrodoniment dels còdols indica que aquests han estat poc transportats, i permet suposar una

sedimentació simultània al funcionament de la falla de la Fossa de la Seu. També s'ha observat en punts a l'oest de Sant Antoni còdols triàsics en fàcies Buntsandstein, que podrien indicar que la cobertora triàsica de la unitat del Segre o de la unitat de l'Orri no es trobava molt lluny en el moment de sedimentació d'aquests materials, tot i que en l'actualitat els afloraments triàsics més pròxims es troben uns 5 km al sud.

En síntesi, les formacions Pedra i Bellestar corresponen a fàcies diferents d'un mateix sistema deposicional, i la seva relació temporal dependrà en cada zona dels canvis locals d'àrea font que es produeixin durant l'evolució temporal del sistema.

Plio – Quaternari

Apareixen en diversos punts de la zona d'estudi (vall del Flamicell, vall de la Pallaresa, Castells, Sisquer...) petites acumulacions de bretxes poligèniques, amb composicions directament relacionades amb els materials més pròxims, molt poc litificades i associades al relleu actual, que han estat interpretades com a dipòsits de vessant i peus de mont recents, tot i que per estar incidits per la xarxa fluvial actual i pel seu grau de cimentació no es poden considerar dipòsits funcionals en l'actualitat.

3. DESCRIPCIÓN DE LA METODOLOGÍA ANALÍTICA

3.1 INTRODUCCIÓ

Per a donar resposta als problemes plantejats en aquesta tesi, s'han hagut d'utilitzar diverses tècniques i mètodes analítics.

El primer pas ha consistit en l'elaboració d'una cartografia (1:25000) de la zona d'estudi, i la construcció de diversos talls seriats, per tal d'obtenir una primera aproximació tridimensional a l'estructura regional.

Un cop finalitzada aquesta etapa, s'ha procedit a l'anàlisi estructural que s'ha basat principalment en la restitució i modelització cinemàtica de talls geològics mitjançant la utilització del *software 2dMove 3.1a* (Midland Valley Exploration Limited) per a la construcció de talls compensats i la modelització en avanç¹ d'alguna de les seccions elaborades en la primera fase.

Per a completar l'anàlisi d'algunes qüestions concretes s'ha considerat convenient recórrer als recursos que s'exposen tot seguit:

- € Ús d'altres programes de restitució i modelització de la deformació per a resoldre problemes puntuals i comparar resultats (x.ex. el *freeware* RampeEM 3.1.0 d'Eric Mercier, per a la modelització de plecs de propagació de falla).
- € Modelització analògica en un dispositiu de tipus *sandbox* al Hans Ramberg Tectonic Laboratory, de la Universitat d'Uppsala (Suècia), per estudiar la deformació de sèries discordants i així analitzar el comportament de la discordança basal triàsica sobre dels materials estefano-permians.
- € Descripció petrogràfica de làmines primes dels conglomerats de la base de la Calcària amb alveolines de la làmina de Banyeres (Unitat del Cadí), per comprendre millor l'evolució d'aquesta unitat i la seva relació amb les escates adjacents.

Finalment, s'ha utilitzat els programes *AUTOCAD* (Autodesk®) i *GOCAD* (Association Scientifique pour la Geologie et ses Applications) per a visualitzar i analitzar projeccions 3D de les dades.

¹ D'ara en endavant cal entendre l'expressió "modelització en avanç" com la traducció al català de l'expressió anglesa *forward modelling*.

3.2 CARTOGRAFIA

Per a la realització d'aquesta part inicial del treball, s'han utilitzat les tècniques clàssiques de cartografia. En general, s'ha treballat amb mapes i ortofotomapes a escala 1:25 000, tot i que en alguns punts s'ha realitzat una cartografia de més detall amb bases topogràfiques de diferents escales (1:20 000; 1:10 000 i 1:5 000). Una altra eina de treball bàsica han estat les fotografies aèries de la zona d'estudi dels vols dels anys 1957, 1982 i 1983 a escala 1 : 28 500, 1 : 30 000, 1 : 22 000 respectivament.

Malgrat que s'ha refet la cartografia completa de la zona d'estudi, s'ha fet ús de l'amplia base cartogràfica disponible (Mey, 1968; Hartevelt, 1969; Solé Sugrañes i Santanach, 1970; Séguret, 1972; Zwart i Roberti, 1976; Muñoz, 1988; Losantos et al., 1989; Flinch, 1990; Poblet, 1991; Mellere, 1992; Soriano, 1992; Rosell, 1994; Vergés, 1993; Garcia Senz, 2002, Robador, *pers.com.*) per a completar el treball de camp realitzat, sobretot a les parts que limiten la zona i que no constitueixen les Unitats de les Nogueres (fig. 3.1).

El tractament i projecció de les dades de camp s'ha realitzat utilitzant softwares d'edició gràfica sobre la base cartogràfica digital en format comprimit MMZ per al Sistema d'Informació Geogràfica Miramon, disponible a la pàgina web de l'Institut Cartogràfic de Catalunya.

En aquest treball es presenta un mapa geològic complet de la zona d'estudi a escala 1:75 000, i diversos mapes de més detall de les parts en què s'ha dividit l'àrea d'estudi per tal de completar i il·lustrar l'anàlisi de cada una de les unitats.

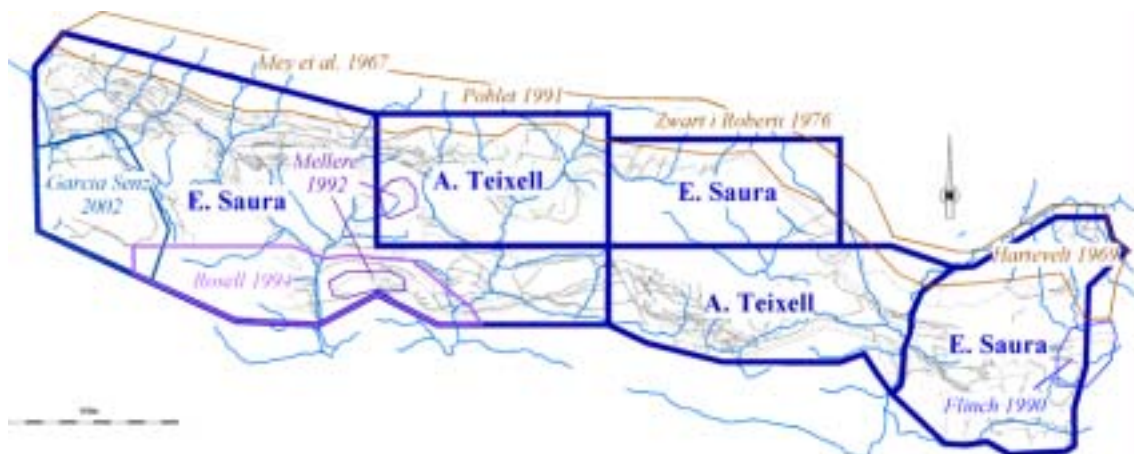


Fig. 3.1.- Mapa de la zona d'estudi en el que es mostra en negreta l'autor principal de l'elaboració de la cartografia de cada part, i en cursiva la bibliografia cartogràfica utilitzada com a base per completar les dades de camp, allà on ha estat necessari.

3.3 ELABORACIÓ DE TALLS COMPENSATS

A partir de la base cartogràfica s’ha elaborat 14 talls utilitzant diferents tècniques. Les seccions compensades de la zona del Manyanet es van elaborar seguint el mètode tradicional de preservació de la longitud i les àrees, utilitzant l’opció de mesura de perímetres i àrees del programa d’edició gràfica *Canvas* (Deneba Software). Per a la resta de seccions, s’ha emprat els diferents algoritmes de restitució geomètrica que permet el programa 2dMove: *Line Length Unfolding*, *Flexural Slip Unfolding* i *Restore (Simple Shear Unfolding)*, per tal de valorar quins són els avantatges de cada un, i en definitiva, decidir quin és el que proporciona millors resultats. Tot seguit, es passa a una breu descripció dels fonaments teòrics i funcionament de cada un d’aquests algoritmes.

3.3.1 Els algoritmes de restitució geomètrica del 2DMove

Line Length Unfolding (LLU): Aquest mecanisme de restitució preserva la longitud de les línies, desplegant-les individualment i dibuixant-les perpendiculars a un *pin* predeterminat per l’usuari (fig. 3.2 B), o en el seu defecte, segons un *pin* vertical situat al límit esquerra de l’estructura restituïda (fig. 3.2 A), de tal forma que el que el programa considera és la intersecció de les capes amb el *pin* en l’estat deformat, eix a partir del qual les desplega. Per tant, el resultat de la restitució és un seguit de línies paral·leles entre sí i perpendiculars al *pin*, amb una separació definida per la seva intersecció amb el *pin* i sense tenir en compte l’orientació prèvia al desplegament de cada línia. El problema associat a aquest procés, és la no preservació d’angles i canvis de potència d’un mateix nivell, i per tant només és útil per a restaurar sèries planoparal·leles en les que la deformació es dona per flux flexural.

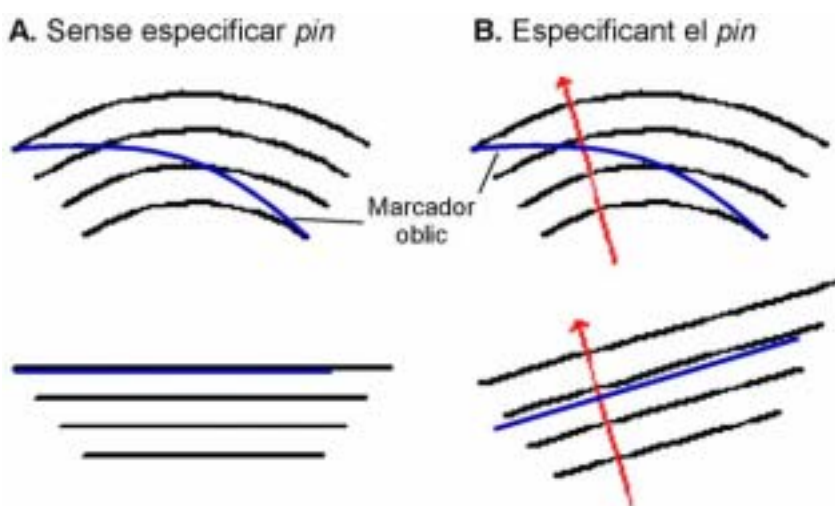


Fig. 3.2.- Esquema que mostra el funcionament de l’algoritme LLU. La ubicació del *pin* cal realitzar-la perpendicular a les capes per tal d’evitar canvis de potència i, per tant, resultats erronis (2DMove Manual, 2000; modificat).

Un cop desplegada la secció, si s’ha utilitzat *pins* inclinats, caldrà aplicar una rotació al resultat per tal que el *pin* esdevingui vertical. Per altra banda, en molts casos, caldrà restituir la secció per parts, que a la seva vegada s’hauran de rotar i després unir, per finalitzar la restitució.

Flexural Slip Unfolding (FSU): Aquest algoritme restitueix la secció a partir d'un *pin* definit per l'usuari i un sistema de lliscament paral·lel a una capa de referència (*template bed*) també predefinida (fig. 3.3). En detall, el procés consisteix a desplegar la capa de referència en base al *pin*, fins a una alçada determinada pel geòleg (*Datum* – superfície horitzontal), o fins a una línia objectiu o *target*, que pot ser rectilínia o no, també definida per l'usuari. La intersecció (X_{PR}) entre el *pin* i la capa de referència serà l'eix de desplegament, i es traslladarà fins a la intersecció (X_{PT}) entre el *pin* i la línia *target* o el *datum* un cop desplegada la secció. El desplegament de la resta de marcadors es realitza segons un sistema de lliscament definit per línies paral·leles a la capa de referència, generades a partir dels seus dominis de cabussament.

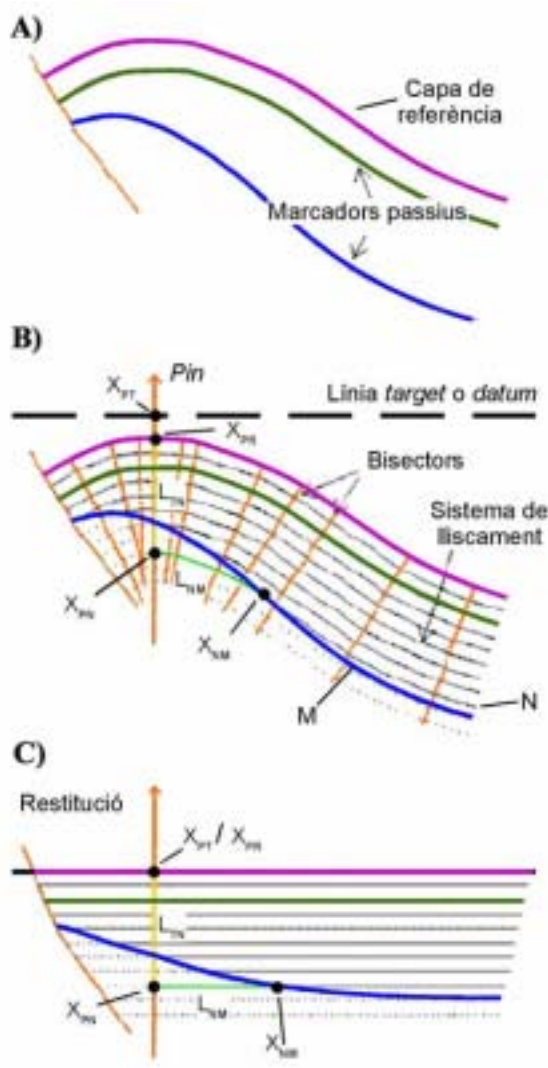


Fig. 3.3.- Esquema en el que es mostra l'evolució del procés de restitució utilitzant l'algoritme FSU (2DMove Manual, 2000, modificat). Al final del procés (C) els punts X_{PT} i X_{PR} es troben en la mateixa situació, i tots els punts X_{PN} han sofert un desplaçament idèntic al de X_{PR} a favor del *pin*. Les distàncies L_{TN} i L_{NM} determinaran el traçat dels marcadors passius en la restitució. Per tant, l'elecció d'un *pin* i un nivell de referència adequats, és elemental per a l'èxit del procés.

Aquestes línies es despleguen segons l'eix definit per la seva intersecció (X_{PN}) amb el *pin*, de tal forma que la distància (L_{TN}) entre X_{PN} i X_{PR} es manté constant durant tot el procés de desplegament. La distància (L_{NM}), al llarg d'una línia N del sistema de lliscament, entre X_{PN} i la intersecció (X_{NM}) de N amb un marcador M en

l'estadi deformat resta invariable durant tot el desplegament, de tal forma que la ubicació final dels diferents X_{NM} del marcador en defineixen el seu traçat restituit (fig. 3.3).

Aquest mecanisme preserva la longitud dels nivells paral·lels a la capa de referència i la distància perpendicular entre aquesta i tots els marcadors passius del tall a restituir (fig. 3.3), garantint la preservació de les àrees.

La principal diferència entre aquest mètode i l'anterior és la introducció dels conceptes capa de referència i superfície *target* que impliquen el desplegament de tota l'estructura com a un sol element, és a dir, el desplegament de la capa de referència condiona el de la resta de marcadors, mentre que amb l'algoritme LLU cada marcador es desplega individualment sense considerar la seva relació amb la resta de superfícies. Amés, la restitució de la capa de referència, tot i seguir un procés similar que amb el mètode anterior, no ha de donar com a resultat una superfície perpendicular al *pin*. Per a seccions que impliquin un alt nombre de repeticions tectòniques associades a encavalcaments, amb aquesta tècnica també caldrà fer la restitució i subseqüent rotació de cada làmina per separat, i posteriorment, a partir dels diversos elements, reconstruir la geometria predeformació, i si el resultat és geològicament possible i coherent, la secció quedarà validada.

Restore (Simple Shear Unfolding; SSU): Aquest algoritme de restitució aplica a tot el model una cisalla simple paral·lela a un angle de cisalla predeterminat. El "gra de restitució" dependrà del nivell de referència (*template line*) i el *datum* o *target* que es triïn (fig. 3.4). A cada capa successiva se li aplica la mateixa trajectòria que al nivell de referència.

Aquest mecanisme de deformació permet la conservació dels gruixos paral·lelament a la direcció de cisalla, però en canvi, no conserva la longitud de les línies de capa, que dependrà de l'angle de cisalla utilitzat. Aquest algoritme seria l'indicat per a homogeneïtzar pendents regionals suaus, i plecs monoclinals en els quals es tingui evidències d'estirament paral·lel a les capes, com podrien ser els plecs associats a falles normals.

De la mateixa forma que en els casos anteriors, en zones de tectònica complexa, la restauració s'ha de fer per parts, sempre i quan es consideri que aquesta és l'eina de restauració que cal utilitzar en un context tectònic determinat.

Una altra possibilitat que ofereix el software 2DMove per als algoritmes de restitució és la restitució parcial, és a dir, la restitució d'un tall a un estadi intermedi de la deformació. Aquesta eina pot ser útil per a estudiar i/o reconstruir la sedimentació de materials sintectònics, permetent l'elaboració de seccions palinspàstiques (x.ex de conques *piggy back*). Així, els algoritmes LLU i SSU permeten restitucions parcials en termes de percentatges, mentre que els FSU i SSU permeten la utilització de *datums* o superfícies *target* no planars de morfologia coneguda (per exemple: sistemes plataforma – talús – conca).

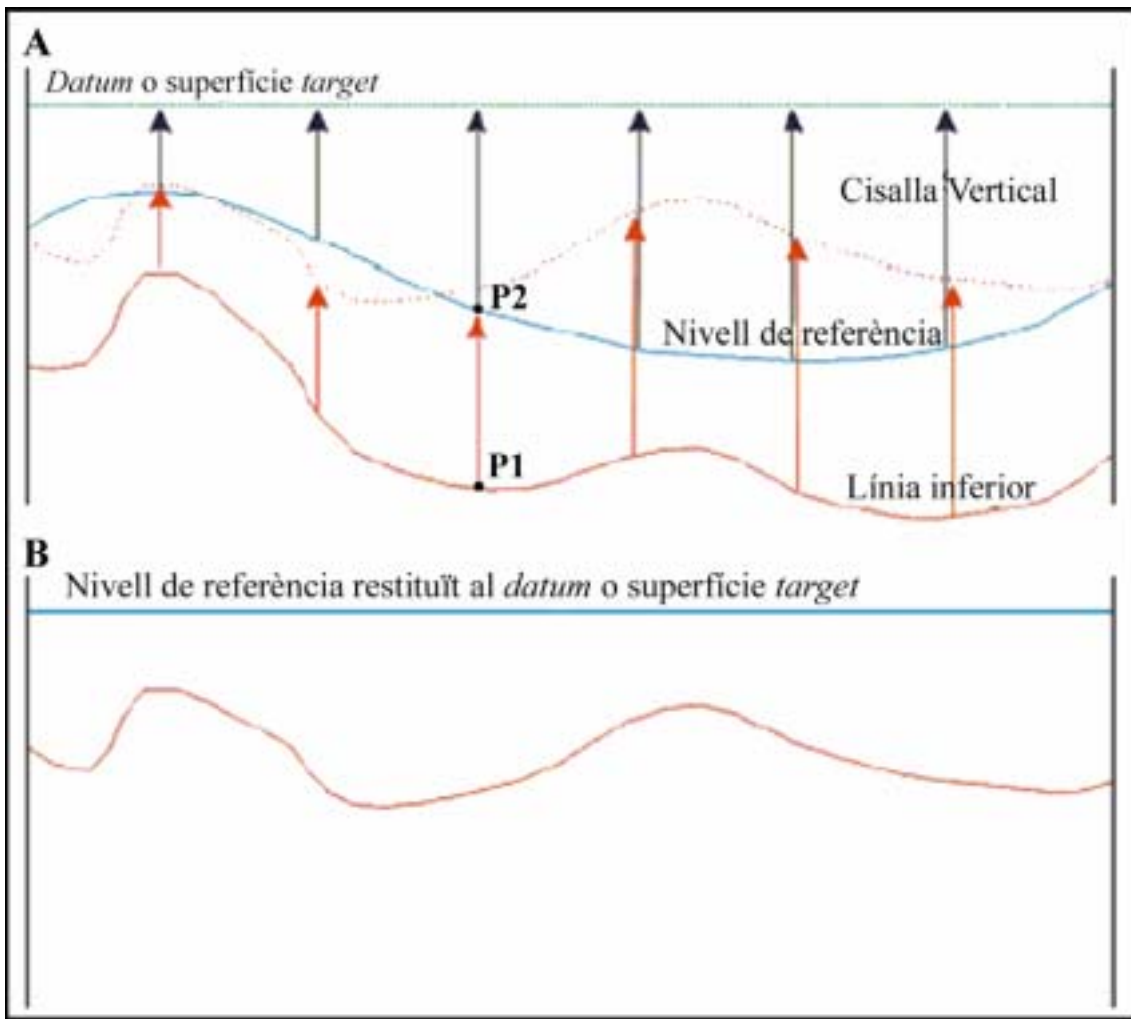


Fig. 3.4.- Esquema de funcionament del mecanisme SSU amb un angle de cisalla vertical, $\lambda = 90^\circ$ (2DMove Manual, 2000). Les fletxes de la part superior indiquen el sentit de la cisalla simple. El desplaçament que experimenten tots els punts (per exemple: P1 i P2) situats en una mateixa línia de flux és idèntic.

3.4 MODELITZACIÓ CINEMÀTICA

Els algoritmes i tècniques de restitució presentats en l'apartat anterior tenen en comú el fet que requereixen un procés de restauració per parts independents. És a dir, que es restitueixen els diferents blocs limitats per falles que apareixen en una secció, sense tenir en compte de forma directa l'efecte que la restitució de la resta de blocs de la secció pugui tenir en el bloc restituït.

La modelització cinemàtica (3D/4D), tant en avanç com en retrocés (retrodeformació), es caracteritza per la possibilitat de desplaçar volums/àrees al llarg de superfícies/línies de lliscament, amb la qual cosa s'obté una visió més àmplia del procés de formació d'una estructura, i dels factors que en condicionen la geometria. A més, aquests mecanismes introdueixen a la interpretació d'una estructura la dimensió temporal, fet que encara constreny més el model.

Per tant, abans de poder modelitzar cinemàticament una estructura cal tenir en compte els següents factors:

- ∉ La geometria a modelitzar
- ∉ La cronologia relativa dels elements, tant sedimentaris com estructurals, que intervenen en el procés, i
- ∉ Els mecanismes de deformació que la generen

Tenint en compte que la modelització cinemàtica és possible, o com a mínim molt menys laboriosa, si es disposa del programari necessari, en aquest treball s'ha intentat la modelització cinemàtica en dues dimensions de diferents seccions (3D si es considera el temps com una dimensió), utilitzant principalment el programa *2DMove*, tot i que per a la làmina de Banyeres s'ha emprat el *RampeEM 3.1.0*, que permet modelitzar plects de propagació de falla (algoritme no disponible en el *2DMove*).

Finalment, cal esmentar que una de les limitacions de la modelització cinemàtica 2D és la necessitat d'assumir que no hi ha canvis en la direcció de lliscament, que sempre es produeix paral·lelament a la secció. Per aquest motiu, algunes de les seccions només s'han modelitzat parcialment, i d'altres han estat modelitzades en la seva totalitat amb l'objectiu principal d'exemplificar, analitzar i valorar les possibilitats i limitacions de cada un dels algoritmes.

3.4.1 Algoritmes de modelització i restitució cinemàtica del programa 2DMove

Aquest programa ofereix dos algoritmes de moviment a favor d'una falla o modelització cinemàtica en dues dimensions: *Inclined Shear* (cisalla inclinada) i *Fault Parallel Flow* (flux paral·lel a una falla). En aquest apartat es descriuen breument els fonaments teòrics i el funcionament de cada un, i en el capítol sobre modelització cinemàtica es realitzarà una discussió més profunda i una valoració de les seves aplicabilitats i limitacions com a eina d'anàlisi estructural en la zona d'estudi.

Inclined Shear (IS): Aquest algoritme de modelització cinemàtica es basa en els treballs de Verral (1981), Gibbs (1983) i Withjack i Peterson (1993) que relacionen les geometries de bloc superior amb la forma de la

falla. El seu ús està destinat a la deformació penetrativa que es produeix en el bloc superior en detriment del lliscament paral·lel a les capes de cisalla flexural.

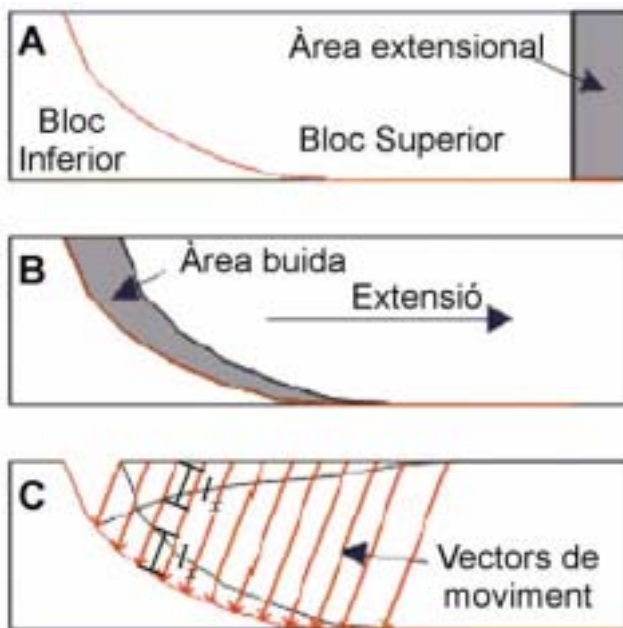


Fig. 3.5.- Esquema simplificat per il·lustrar el funcionament de l'algoritme IS. A partir d'un estadi inicial (A) s'aplica una extensió (B) que genera un buit en el qual col·lapsa el bloc superior segons un sistema de vectors de moviment paral·lels (C). El desplaçament de tots els punts continguts en un mateix vector (l_x) és idèntic (2DMove Manual, 2000, modificat).

El funcionament d'aquesta tècnica en avanç està condicionat pel desplaçament del bloc superior al llarg de la falla en el sentit i la magnitud definits per l'usuari. Aquest desplaçament genera una sèrie de buits associats a les inflexions de la falla, que són reomplerts pel propi bloc superior, que col·lapsa sobre el pla de falla segons una direcció de cisalla predefinida que determina la trajectòria de les partícules materials (fig. 3.5). Per tant, la deformació del bloc superior es dona segons una sèrie de "vectors de moviment" paral·lels, un cop el bloc superior s'ha desplaçat una distància horitzontal determinada per l'usuari (*heave*). La longitud dels *pins* es manté constant durant tot el procés de deformació, transmetent d'aquesta manera al bloc superior la geometria de la falla en forma de plecs (fig. 3.5C).

Aquest algoritme és aplicable principalment en marcs tectònics extensius, amb domini d'estructures de tipus anticlinal de *rollover* associades a falles no planars, amb angles de cisalla verticals, sintètics o antitètics de $60 \pm 10^\circ$ respecte a l'horitzontal (Hauge i Gray, 1996).

Els models desenvolupats utilitzant aquest mètode mantenen constants l'àrea del bloc superior i la distància entre els punts continguts en un mateix vector de cisalla, però no conserva el gruix de les capes, ja que la cisalla és, en principi, obliqua a l'estratificació.

Fault Parallel Flow (FPF): Aquest algoritme es fonamenta en el treball d'Egan *et al.* (1997; 1999) i Kane *et al.* (1997), i es basa en el flux partícules amb trajectòria paral·lela a una falla. El pla de falla es divideix en dominis de cabussament separats per bisectrius, a partir de les quals es construeixen una sèrie de superfícies de flux paral·leles a la falla seguint els *kinks*. Aquestes superfícies defineixen el recorregut de les partícules del bloc superior al llarg de la deformació (fig. 3.6).

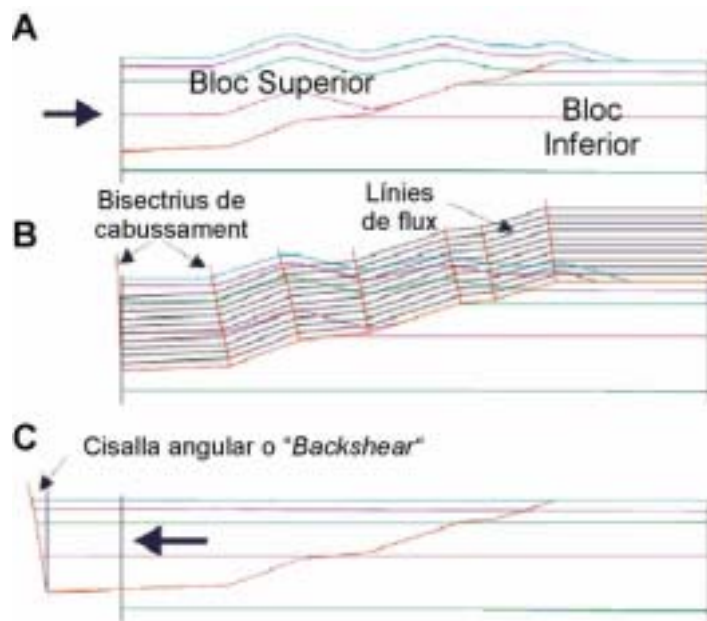


Fig. 3.6.- Esquema de funcionament en retrocés de l'algoritme FPF. A partir de l'estadi final deformat (A) es restitueix el bloc superior segons les línies de flux definides per les bisectrius de cabussament de la falla (B). La preservació de la longitud de les línies (C) genera una cisalla angular o *backshear* (λ) marcada per una inclinació homogènia del límit caudal del bloc superior (2D Move Manual, 2000, modificat). A la figura 3.7 es pot observar el funcionament en avanç d'aquest algoritme.

En l'algoritme FPF no cal determinar els plans axials dels plecs, ja que ho fa el propi programa, i el bloc inferior resta indeformat al llarg de tota la modelització - restitució. D'altra banda, l'àrea del flanc frontal de l'anticlinal de rampa es manté constant si es tria el valor convenient per a la cisalla angular (variable introduïda per l'usuari), que per a superfícies simples replà – rampa – replà ha de ser idèntica a l'angle de rampa, si es vol generar una deformació que consideri el gruix de les capes. Per tant, el valor de la cisalla angular és un element clau en la modelització d'estructures amb aquesta tècnica, ja que en el cas de superfícies de falla que presentin geometries complexes (falles lítriques, nivells d'enlairament inclinats, inflexions de la rampa relacionades amb canvis litològics...) no existeix cap valor que defineixi un flux paral·lel a les capes, obligant a optar per opcions intermèdies en funció de cada cas. En l'apartat d'anàlisi de *softwares* de modelització i restitució geomètrica s'incidirà més profundament en aquest aspecte.

La geometria de les seccions restaurades utilitzant aquest mètode és comparable als plecs d'inflexió de falla mode I i II de Suppe (1983a), però la cinemàtica de la modelització es diferencia de la descrita per Suppe i Namson (1979) en què fins que tota la rampa de bloc superior no s'ha desplaçat sobre el replà superior del bloc inferior, la cresta de l'anticlinal de rampa està inclinada cap a l'avantpaís, ja que el programa aplica tota la cisalla angular en el primer moment (abans d'iniciar-se el desplaçament al llarg de la falla) enlloc d'avançar gradualment, a mida que les capes del bloc superior traspassen la inflexió superior rampa – replà (fig. 3.7).

Per tant, tot i seleccionar un angle de cisalla interna igual a l'angle de rampa, per tal d'obtenir un estat deformat amb el gruix dels estrats conservats, es passa per un estadi intermedi en el que el gruix varia, i no es recupera fins després de sobrepassar la rampa.

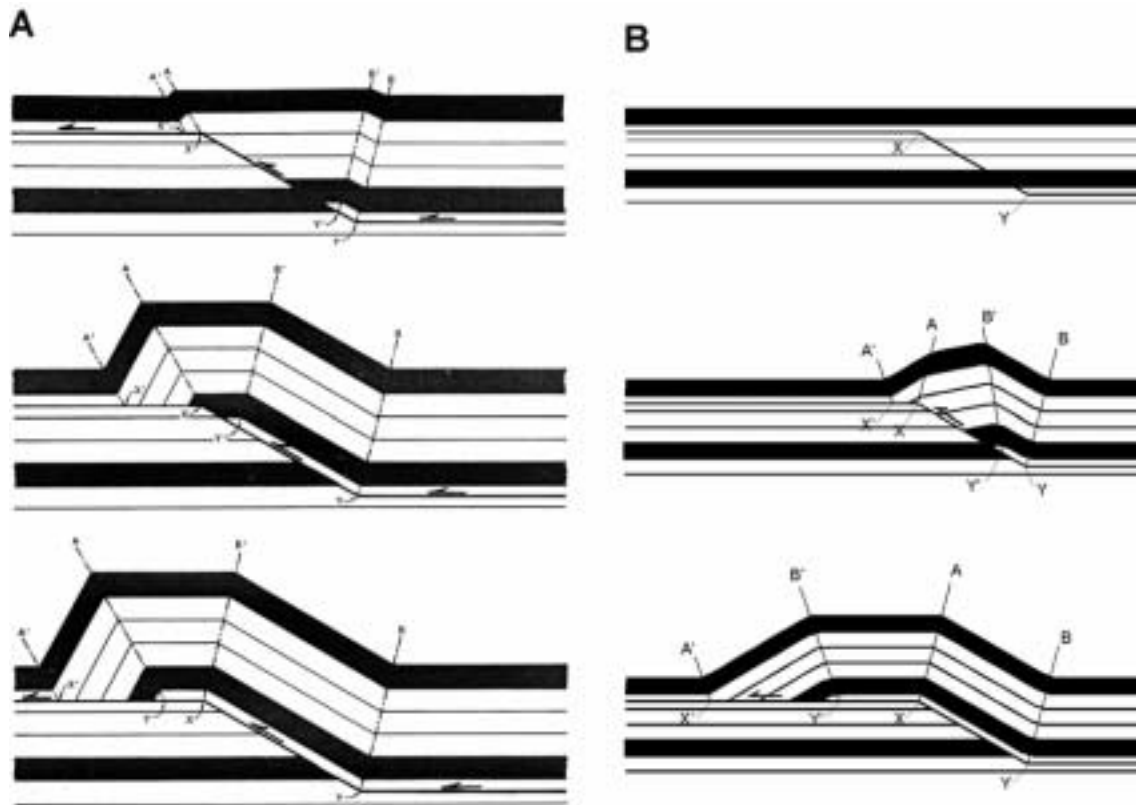


Fig. 3.7.- Comparació entre **A**) la cinemàtica del model de Suppe i Namson (1979) i **B**) la del FPF del 2DMove. S’observa que en el primer model la cresta de l’anticlinal de rampa és sempre horitzontal (o paral·lela als replans), mentre que en el segon, fins que la línia Y’B’ no ha superat el punt X, la culminació està inclinada cap a l’avantpaís i sofreix un augment de potència. També s’observa que les bisectrius YB i XA es mantenen fixes respecte al bloc inferior i les bisectrius X’A’ i Y’B’ ho fan respecte el bloc superior.

Malgrat això, és la millor tècnica que ofereix el 2DMove per a la modelització de la deformació en cinturons de plects i encavalcaments en els que la major part de la deformació es dona per lliscament flexural.

3.4.2 Algoritmes de modelització cinemàtica del programa RampeEM 3.1.0

El *freeware* RampeEM 3.1.0 és un software interactiu desenvolupat per Eric Mercier, Universitat de Nantes, per a sistemes Macintosh. És un programa de modelització geomètrica 2D en avanç, que permet modelitzar plects d’inflexió de falla (modes I i II) utilitzant les equacions desenvolupades per Suppe (1983, 1985), plects de propagació de falla associats a encavalcaments amb inclinació constant (Chester i Chester, 1990) i plects de propagació de falla associats a encavalcaments amb inflexió rampa – replà. Aquesta última modalitat és l’única que s’ha utilitzat en aquest treball.

*Plects de propagació de falla (PPF)*²: Els plects de propagació de falla són plects que es desenvolupen immediatament a sobre d’una rampa cega per davant de la línia de contorn (Thompson, 1981; Suppe, 1985), simultàniament a creixement de la falla. Els nivells que es troben per sobre del punt o línia de contorn acomoden tota la deformació en forma de plec, i no sofreixen desplaçament més enllà del propi plec. En

qualsevol moment, el desenvolupament dels plecs pot aturar-se i la deformació subseqüent implicarà la propagació de la falla cap a l'avantpaís i el desplaçament del bloc superior sobre d'aquesta. Aquesta evolució tardana dels plecs de propagació de falla pot donar lloc a dos tipus diferents d'estructures (Fig. 3.8). En el primer cas, la falla creua el flanc frontal invertit del plec (Suppe i Medwedeff, 1990; Creuzot *et al.*, 1993), mentre que en el segon cas es desenvolupa un replà en la sèrie d'avantpaís a partir de la línia de contorn de la rampa (Jamison, 1987; Mercier, 1992; McClay, 1992).

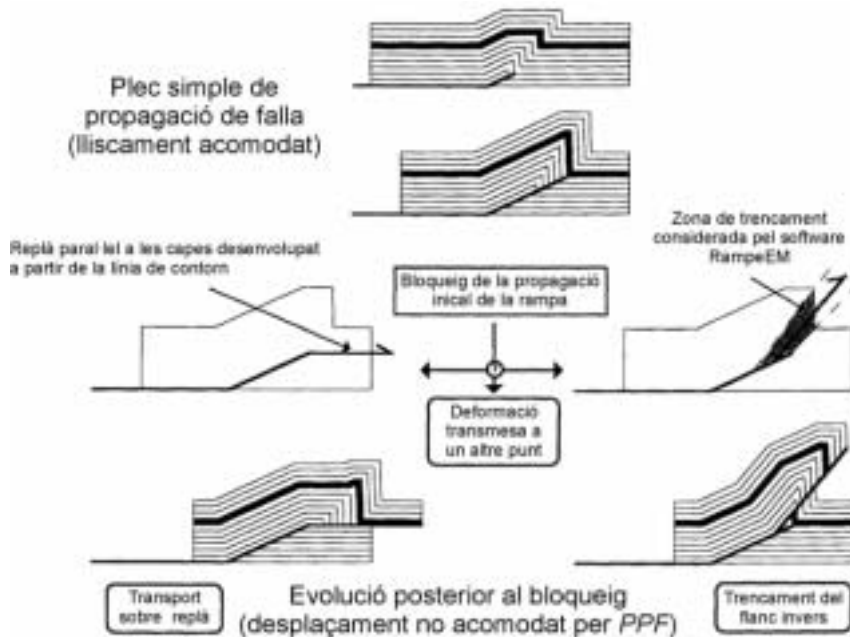


Fig. 3.8.- Esquema en què s'il·lustra les dues possibles evolucions tardanes d'un plec de propagació de falla (Mercier *et al.*, 1997, modificat).

A partir de les caracteritzacions geomètriques definides per Suppe i Medwedeff (1984) i Suppe (1985), Mercier *et al.* (1997) desenvolupen les igualtats matemàtiques en les quals es basa l'algoritme PPF. Per tal de fer avançar un model, cal definir una sèrie estratigràfica i escollir un mode de deformació, en aquest cas el PPF. Un cop escollit aquest cal introduir les següents variables:

- € Profunditat del nivell d'enlairament.
- € Alçada de la rampa, és a dir, distància vertical entre la inflexió replà – rampa i la línia de contorn de la falla.
- € Inclinació de la rampa. El desplaçament acomodat per plegament estarà definit per la combinació d'aquest paràmetre i l'anterior, perquè aquest algoritme assumeix que tot el desplaçament a favor d'aquesta rampa “primària” es transmet als nivells superiors en forma de plegament.
- € Transport associat a l'encavalcament no acomodat en forma de plec de propagació de falla.

² Tot i que al programa RampeEM aquest algoritme s'abreuja com a PPF, s'opta en aquest treball per l'anagrama en català d'aquest terme, per evitar confusions amb el *Fault Parallel Flow* del 2DMove.

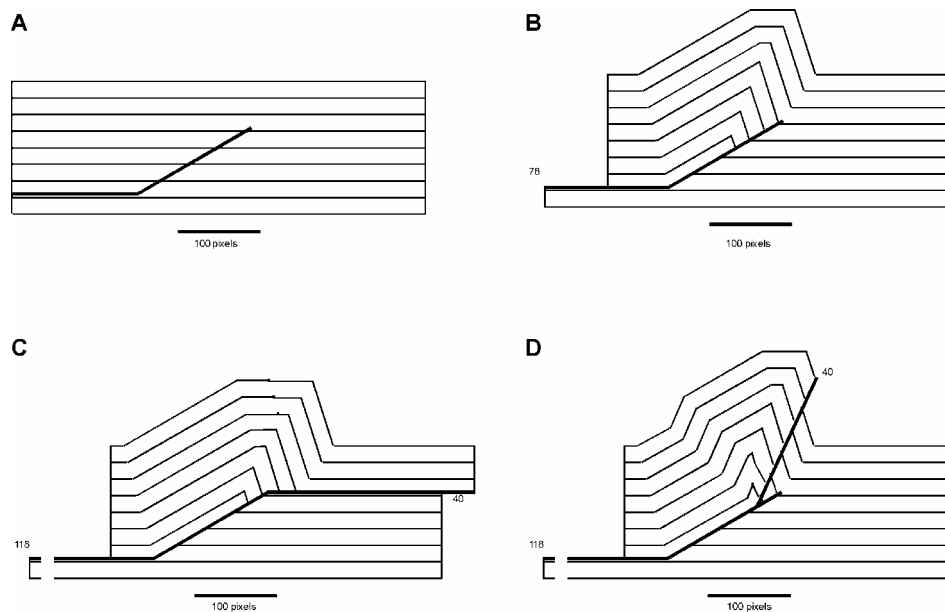


Fig. 3.9.- Esquema en el que es mostra el resultat d'aplicar a una mateixa seqüència estratigràfica (A) els tres possibles models de deformació que ofereix l'algoritme PPF. En el cas B el lliscament no acomodat per plegament és nul, en C i D aquest valor és 40 pixels.

El valor del lliscament no acomodat per plegament pot ser nul, i per tant el model ja es pot posar en funcionament (fig. 3.9 B), o tenir un valor determinat. En aquest cas, caldrà escollir quin tipus d'evolució tardana té l'estructura: a través del flanc invers del plec (*avec rupture du dressant*), o en replà dins la sèrie d'avantpaís (*transport sur le plat*). Si s'escull aquesta opció, el programa ja pot deformar el model inicial (fig. 3.9 C), però si s'escull la primera, abans de posar en marxa el model, s'ha d'introduir les següents variables:

- ∄ Alçada de la nova rampa, és a dir, distància vertical entre el punt d'entroncament de la nova falla i el punt més alt de la rampa.
- ∄ Angle de la rampa. Aquest valor s'ha de trobar dins el rang d'inclinacions que permeten que la nova falla es mantingui en el flanc invertit del plec (fig. 3.8), que el programa calcula a partir de la dada anterior. En aquest punt, ja es pot efectuar la modelització (fig. 3.9 D).

Un cop realitzada la modelització, el programa presentarà els resultats gràficament i una taula (taula 3.1) en la que consten les dades inicials del model, les variables introduïdes per a la modelització, i els següents resultats:

En tots els casos:

- ∄ Inclinació del flanc posterior de l'anticlinal de rampa (*backlimb*).
- ∄ Inclinació del flanc frontal de l'anticlinal de rampa (*forelimb*).
- ∄ Lliscament acomodat en forma de plec de propagació.

En el cas que el desplaçament no acomodat per plegament de propagació de falla sigui nul, el programa no subministra més dades.

Quan es tracti de models amb desenvolupament de replà en la sèrie d'avantpaís:

- € Inclinació del flanc frontal alterat, generat pel lliscament a favor del replà.
- € Augment de potència (*épaississement*) en el flanc frontal alterat (%).

Si es modelitzen encavalcaments amb trencament del flanc invertit, afegeix els següents resultats:

- € Inclinació del flanc posterior associat a la falla de trencament.
- € Inclinació del flanc frontal alterat, generat pel lliscament a favor de la nova falla.
- € Reducció de potència (*amincissement*) en el flanc frontal alterat (%).

A	B	C
<p>Modélisation n° 3 réalisée le 13/10/1903 ^ 11:06:15 Fichier strati. utilisé = Fig 3-9 A Commentaires = Pas de commentaires Nombre de couche = 8</p> <p>Fault-propagation Fold</p> <p>Altitude (pix.) du plat inférieur = 25 Pendage (°) de la rampe = 30 Epaisseur (pix.) traversée par la rampe = 80 Pendage (°) du flanc amont (backlimb) = 30 Pendage (°) du flanc aval (forelimb) = 72 Déplacement (pix.) accommodé = 78</p>	<p>Modélisation n° 8 réalisée le 13/10/1903 ^ 11:12:15 Fichier strati. utilisé = Fig 3-9 A Commentaires = Pas de commentaires Nombre de couche = 8</p> <p>Fault-propagation Fold avec transport sur le plat</p> <p>Altitude (pix.) du plat inférieur = 25 Pendage (°) de la rampe = 30 Epaisseur (pix.) traversée par la rampe = 80 Déplacement (pix.) non-accommodé = 40 Pendage (°) du flanc amont (backlimb) = 30 Pendage (°) du flanc aval (forelimb) = 72 Pendage (°) du flanc aval altéré = 72 Taux (%) d'épaississement du flanc aval altéré = -2 Déplacement (pix.) accommodé = 78</p>	<p>Modélisation n° 7 réalisée le 13/10/1903 ^ 11:29:18 Fichier strati. utilisé = Fig 3-9 A Commentaires = Pas de commentaires Nombre de couche = 8</p> <p>Fault-propagation Fold avec rupture du dressant</p> <p>Altitude (pix.) du plat inférieur = 25 Pendage (°) de la rampe = 30 Epaisseur (pix.) traversée par la rampe = 80 Déplacement (pix.) non-accommodé = 40 Distance (pix.) base de la rupture/sommet de la rampe = 35 Pendage (°) de la rupture du dressant = 65 Pendages (°) du flanc amont (backlimb) = 30 et 65 Pendage (°) du flanc aval (forelimb) = 72 Pendage (°) du flanc aval altéré = 66 Taux (%) d'amincissement du flanc aval altéré = -22 Déplacement (pix.) accommodé = 78</p>

Taula 3.1.- Taules de resultats corresponents als models de la figura 3.9 produïts amb el programa RampeEM. **A)** Plec de propagació de falla simple, **B)** Plecs de propagació amb desenvolupament de replà, i **C)** Plecs de propagació amb trencament del flanc frontal. Com s'observa en aquesta taula, la terminologia d'aquest *software* és en francès.

La introducció de les dades es realitza en forma de *pixels* des del teclat i generant un fitxer estratigràfic (format propi del software), o bé important un fitxer en aquest format, creat amb anterioritat. Per tant, a l'hora d'escalar els models, s'ha de considerar que la unitat mínima d'espai és el *pixel*. Els resultats gràfics de la modelització es poden imprimir o exportar en format PICT.

3.5 RECONSTRUCCIÓ 3D

L'últim pas realitzat ha estat una reconstrucció en tres dimensions de diverses superfícies de l'estructura de la zona d'estudi i dels models de sorra, tant en l'estat actual com en l'estadi pre-deformació, per tal de facilitar-ne la visualització i aportar informació a l'anàlisi estructural.

Les reconstruccions basades en els estudis de camp i experimentals s'han elaborat utilitzant els programes de disseny assistit per ordinador Autocad i Gocad. En ambdós casos s'ha partit de les seccions 2D i el mapa geològic per a la reconstrucció de superfícies, tot i que la manca d'una base cartogràfica digital limita la precisió dels trams entre seccions, i per tant, la reconstrucció és una aproximació qualitativa a la geometria 3D de la zona, però no per això deixa de tenir importància com a eina analítica.

3.5.1 Reconstrucció de superfícies amb Autocad

Es tracta d'un programa utilitzat principalment en el camp de l'enginyeria i l'arquitectura que permet l'edició gràfica en tres dimensions de volums, a partir de la introducció de dades x,y,z utilitzant el teclat o bé el *mouse*. Per tant, la interfície de treball és divideix en dues parts, una de visualització dels objectes i modificació directa d'aquests i una barra de text per a introduir coordenades i instruccions. A part de les eines de dibuix habituals en programes d'edició en dues dimensions, el programa disposa d'una sèrie d'operadors en 3D, com poden ser rotacions, construcció de superfícies, canvis del punt de vista, inserció de punts de llum..., que són útils per a la visualització 3D i l'anàlisi geològica.

De les diferents eines que ofereix el programa, la més útil des del punt de vista geològic és la de construcció de superfícies en 3D. Dins els diferents operadors de construcció de superfícies podem diferenciar dos grups principals:

- ∉ Operadors que es basen en la projecció de malles (*Mesh surfaces*) compostes per cel·les definides per 4 vèrtexs x,y,z . Aquests punts són coneguts i defineixen superfícies regulars o irregulars com per exemple la topografia. Quan més alta sigui la densitat de punts, major serà la resolució de la superfície. En definitiva, el programa projecta una superfície definida per l'usuari, sense realitzar cap càlcul.
- ∉ Operadors que construeixen (calculen) superfícies a partir d'elements lineals i/o areals predefinits. En síntesi, l'Autocad permet i) generar una superfície de revolució a partir d'una línia i un eix determinats, ii) extrapol·lar el contorn d'una àrea planar segons un vector, iii) interpol·lar una superfície definida per quatre elements lineals que la limiten o iv) unir dues línies adjacents mitjançant polígons. Aquesta última opció és la utilitzada per a construir els models 3D ja que permet la interpol·lació de superfícies entre dues seccions adjacents a partir del traçat d'una mateixa estructura en cada secció. Tot seguit és descriu més detalladament el funcionament, limitacions i avantatges d'aquesta eina.

Superfícies reglades (Ruled surfaces): Aquesta opció construeix una malla (*polygon mesh*) definida per cel·les de límits rectilinis, calculats a partir de les dues línies que defineixen la superfície, de tal forma que dos vèrtexs es troben en una línia i dos en l'altra. La quantitat de polígons o cel·les està definida per l'usuari, i en funció d'aquest valor, el programa calcula quins punts utilitzarà. Un cop definits aquests, l'operador uneix dos punts contigus d'una mateixa línia, definint el costat d'una cel·la, que unirà amb els dos vèrtexs d'una aresta definida en l'altra línia. En funció de com es doni la instrucció el programa unirà la primera aresta d'una línia amb la primera de l'altra, la segona amb la segona i així successivament, fins a obtenir una superfície normal, o bé la primera d'una línia amb l'última de l'altra, la segona amb la penúltima... de tal forma que s'obté una superfície amb una torsió sobre sí mateix, segons un eix paral·lel a la superfície (fig. 3.10).

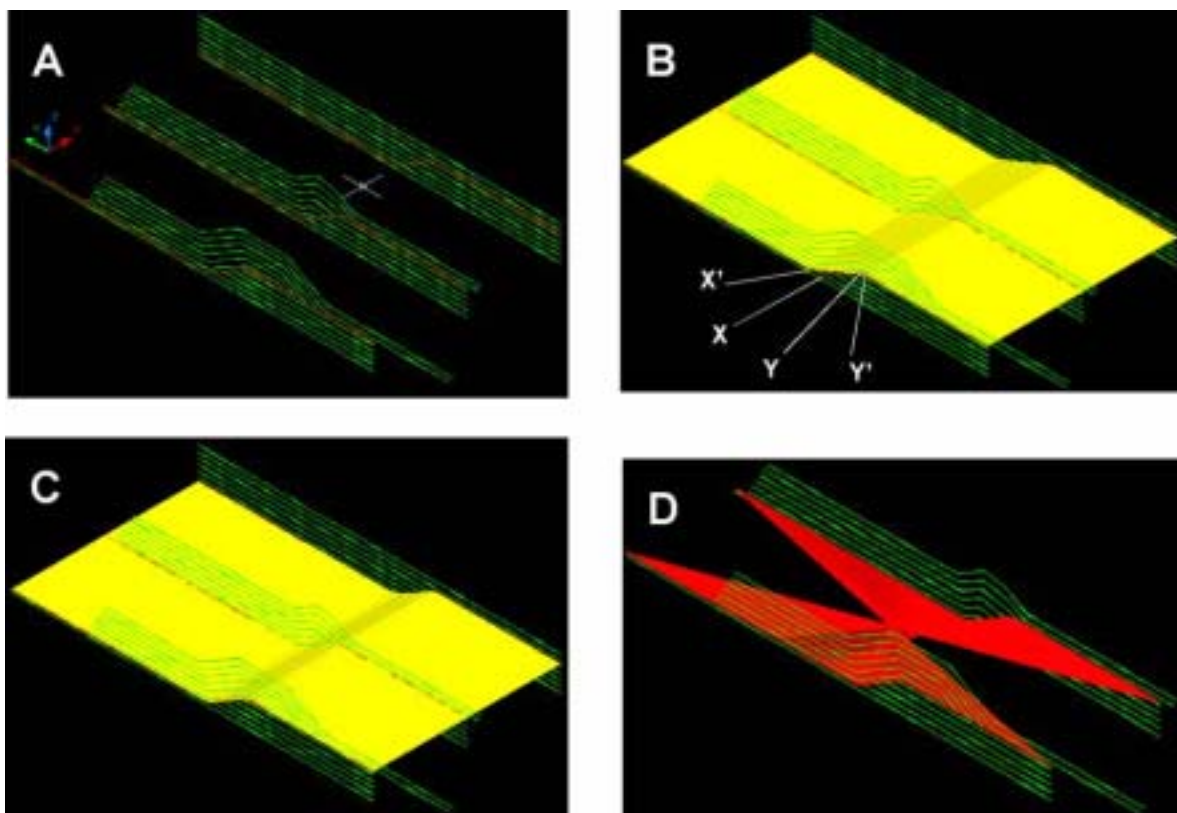


Fig. 3.10.- Procés de construcció d'una superfície reglada amb Autocad. **A)** Seccions utilitzades per a la reconstrucció tridimensional, que mostren un encavalcament simple (replà – rampa – replà) amb canvis laterals en la magnitud del transport associat. **B)** Superfície tabular amb una densitat de 6 polígons; s'observa que la inclinació de la rampa en les seccions, **X-Y**, és major que la interpolada per l'Autocad **X'-Y'**, degut a la poca densitat de la malla 3D. **C)** Superfície tabular amb una densitat de 40 polígons, en aquest cas, la inclinació de la rampa de les seccions i la de la superfície extrapolada coincideix. **D)** Superfície tabular amb torsió.

Limitacions: tot i la utilitat d'aquest mètode com a eina analítica i de visualització, hi ha una sèrie de factors que en condicionen el funcionament i resultats, que cal tenir presents quan s'utilitza.

a) El problema més important que presenta aquesta tècnica és que els límits de les cel·les són rectilinis i no es poden editar. Per tant, quan el programa extrapolava el traçat d'una superfície entre dues línies, sempre ho fa calculant la distància més curta, sense considerar els canvis d'orientació que aquesta superfície pugui

tenir; de la mateixa forma, calcula un nou traçat rectilini per als punts continguts en una mateixa línia, prescindint del traçat real entre aquests dos punts. Per solucionar aquest problema cal augmentar la densitat de polígons, i elaborar una xarxa de talls més estreta. No obstant, normalment dues línies adjacents tenen densitats de punts diferents, i no sempre els punts d'unió que tria el programa són els idonis. D'altra banda, quan s'està reconstruint una superfície determinada, i convé l'elaboració d'un tall intermedi, és suficient la construcció en la secció de l'estructura que s'està reconstruint.

b) Un altre problema, és el fet que l'evolució lateral d'una superfície no sempre és constant. Per exemple una superfície d'estratificació afectada per falles amb variacions laterals del desplaçament, de tal forma que en una secció la superfície és contínua, i en l'altra ha sofert duplicació i desplaçament. Aquesta situació exigeix la divisió de la superfície contínua i la posterior construcció per parts de la superfície (fig. 3.11).

c) Una situació similar a l'anterior es dona quan una superfície és més extensa en una secció que en la secció adjacent. En aquest cas es pot optar per unir les dues línies prescindint de la diferència de longitud, o es pot assumir que només una part de la superfície més extensa correspon al tram de la secció adjacent, i deixar la resta sense construcció.

d) El fet de construir superfícies per parts, ja sigui per la presència d'un problema tipus b d'aquest apartat, com per la utilització de diversos talls seriat, impedeix manipular el conjunt com una sola superfície, ja que el programa no ofereix la possibilitat de definir-les com a una única superfície.

e) La visualització d'estructures en tres dimensions és complexa, sobretot si s'han de presentar en format 2D (i.e.: sobre paper). L'elecció d'una il·luminació adequada que faci evidents els canvis d'orientació de la superfície és elemental. El programa permet renderitzar la imatge per tal d'exportar-la com a *bitmap* (BMP) o imprimir-la. No obstant, el procés és laboriós i repetitiu, ja que cada estructura exigirà un angle diferent per tal d'optimitzar-ne la visualització. D'altra banda, tampoc ofereix solucions alternatives, que facilitarien la comprensió dels models, com per exemple, la utilització de superfícies transparents o de colors diferents per a la part superior i inferior d'una superfície (fig. 3.11C).

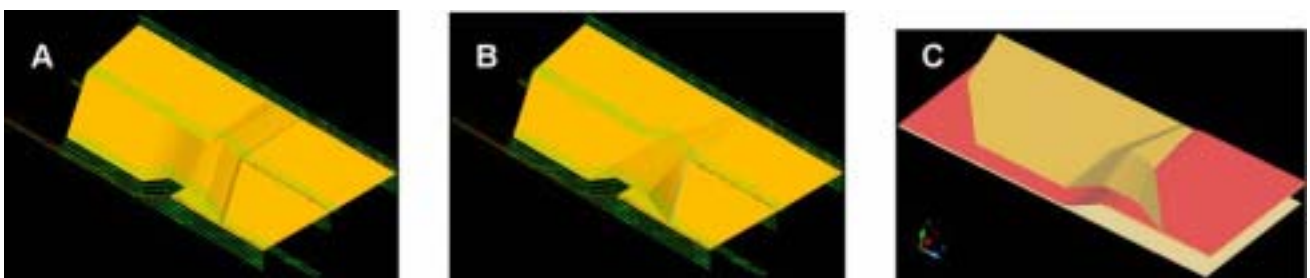


Fig. 3.11.- Reconstrucció 3D d'una superfície afectada per un encavalcament amb una línia de contorn lateral. **A)** Sense considerar la disminució del transport associat a l'encavalcament. El programa no té en compte els elements estructurals de cada secció, donant a la superfície una morfologia anòmala. **B)** Superfície construïda considerant els canvis laterals de l'estructura. **C)** Bloc diagrama, en el que apareix l'encavalcament (vermell), una superfície afectada per l'encavalcament (groc fosc) i una altra no afectada (groc clar).

Avantatges: Tot i els condicionants exposats, l'Autocad també té diversos punts positius.

a) El principal d'aquests punts fa referència al treball en tres dimensions. Com ja he dit en l'últim apartat, la visualització 3D presenta dificultats. El programa ofereix diverses eines que faciliten la visualització i treball en tres dimensions, com poden ser l'elecció de punts de vista estàtics diferents, canvis dinàmics del punt de vista, divisió de la pantalla en diverses finestres amb punts de vista diferents... A més, la possibilitat de treballar per capes permet tenir ocults elements que dificultarien el treball.

b) Un altre avantatge és la facilitat amb que el programa permet exportar i importar arxius en diferents formats, i per tant, treballar amb documents elaborats amb altres programes d'edició gràfica, o exportar-los per poder-los editar.

3.5.2 Construcció de superfícies amb Gocad

Es tracta d'un *software* de disseny assistit per ordinador programat específicament per a aplicacions geològiques, que permet la visualització d'objectes integrant dades geològiques, geofísiques i d'enginyeria de reservoris. El programa es basa principalment en una tècnica d'interpolació anomenada "*discrete smooth interpolation*" (DSI), que permet considerar les dades heterogènies i imprecises de les que normalment es disposa.

El sistema Gocad requereix un model de partida compost per superfícies triangulades per definir la geometria inicial de la superfície que es vol visualitzar, que utilitza com a punt de partida per a l'aplicació iterativa de l'algoritme DSI. Això fa convergir aquest model inicial a les dades puntuals segons vectors de projecció definits pel geòleg. Per a l'elaboració de la superfície de partida, el programa ofereix dues possibilitats: mètodes basats en la utilització d'isolínies (Cartografia Automàtica Clàssica) i mètodes basats en la utilització de talls geològics.

Com que la informació de què es disposa és bàsicament de talls geològics, és evident que la metodologia més recomanable en aquest cas és la construcció de superfícies a partir de les seccions de camp, i és aquesta possibilitat la que he aprofitat per a la construcció de superfícies 3D. A més, el poc temps de què vaig disposar de la llicència per a la utilització del programa (1 setmana a la Universitat de Pavia, Itàlia) no em va permetre aprofundir en la utilització del DSI per aconseguir millors aproximacions a l'estructura 3D.

En els sistemes clàssics de triangulació, els vèrtexs de cada triangle estan definits pels tres punts més propers entre sí, de tal forma que les cel·les triangulars que defineixen una superfície són les més petites possibles. En aquests sistemes l'aproximació no és utilitzable per a la construcció de superfícies a partir de talls geològics, ja que les dades corresponents a una superfície estan distribuïdes en línies de tall. Això implica que els tres punts més pròxims estan continguts en una mateixa línia, i la superfície resultant serà perpendicular a la que es vol visualitzar. Pel contrari, l'aplicació Gocad permet construir cel·les triangulars a partir de dades contingudes en diverses línies. L'aplicació crea cel·les amb dos vèrtexs en la mateixa línia de tall i un vèrtex en l'adjacent. D'aquesta forma s'obtenen superfícies molt similars a les "superfícies reglades" generades amb l'Autocad, però formades per cel·les triangulars, que permeten una millor aproximació, ajustant-se millor a les irregularitats que presenti la superfície en qüestió.

Entre els principals avantatges de la utilització d'aquest programa per a construir i visualitzar superfícies, a part de la millor aproximació, hi ha la possibilitat d'editar cada cel·la individualment, afavorint la correcció manual de zones problemàtiques o que no s'ajustin a les dades d'observació puntuals. Altres avantatges són la disponibilitat de textures transparents per facilitar la visualització de les estructures 3D i, l'opció d'assignar colors diferents a les dues cares d'una superfície. En definitiva, el fet que el programa estigui dissenyat per a aplicacions geològiques implica una millor adaptació a les necessitats característiques de la visualització d'estructures geològiques, que són diferents a les associades a les problemàtiques tradicionals de l'àmbit de l'arquitectura i l'enginyeria (que ja contemplen adequadament programes com l'Autocad).

3.6 MODELITZACIÓ ANALÒGICA EN UN DISPOSITIU TIPUS “SANDBOX”

Introducció

Per entendre les interaccions cinemàtiques i mecàniques entre elements estructurals i sedimentaris, s’ha dissenyat dos sèries de models per deformar en un dispositiu tipus *sandbox* (taula 3.2). En totes les sèries es deformen models amb dues parts, la inferior amb marcadors inclinats i la superior amb marcadors horitzontals, en els que s’introdueixen variacions en l’orientació de les capes de la part inferior i anisotropies mecàniques. Els resultats de la modelització analògica de sèries discordants, realitzada per primera vegada en aquest estudi, han de donar informació sobre l’evolució de les relacions geomètriques entre dues sèries discordants deformades, així com nous condicionants a l’estudi de la dinàmica de cinturons d’encavalcaments que involucrin sèries discordants associades a anisotropies mecàniques.

		Dimensions		Part inferior				Part superior		Esc.
		P.t.	Long.	P ₁	ζ#	s.ζ.	AM	P ₂	AM	
Sèrie 1	Uncnfnty-Mdl 1	2.5 cm	40 cm	1.5 cm	5	AP	No	1 cm	No	35%
	Uncnfnty-Mdl 2	2.5 cm	40 cm	1.5 cm	15	AP	No	1 cm	No	35%
	Uncnfnty-Mdl 3	2.5 cm	40 cm	1.5 cm	5	RP	No	1 cm	No	35%
	Uncnfnty-Mdl 4	2.5 cm	38 cm	1.5 cm	15	RP	No	1 cm	No	31.6%
Sèrie 2	Uncnfnty-Mdl 5	2.5 cm	40 cm	1.5 cm	5	AP	Si	1 cm	No	35%
	Uncnfnty-Mdl 6	2.5 cm	37 cm	1.5 cm	5	RP	Si	1 cm	No	38.7%
	Uncnfnty-Mdl 7	2.5 cm	40 cm	1.5 cm	15	AP	No	1 cm	Si	35%

Taula 3.2.- Configuració inicial dels models de sorra: Esc.: escurçament; Long.: longitud; P.t.: potència total; P.: potència; ζ: angle de cabussament; s.ζ.: sentit d’inclinació; AP: avantpaís; RP: rerepaís; AM: anisotropia mecànica.

Preparació dels models

Els models s’han construït i deformat en una premsa que reposa sobre una taula coberta per una làmina d’alumini, que fa la funció de nivell d’enlairament. La premsa és un dispositiu *sandbox* amb les parets de vidre, de 30 cm d’ample i 20 cm d’alçada, i una longitud paral·lela a l’eix de compressió d’entre 37 i 40 cm (en funció del model). La compressió uniaxial constant horitzontal s’aplica amb un mur rígid mòbil (*rerepaís*) conduït per un extrem utilitzant un motor elèctric, que avança en relació a un mur frontal estàtic (*avantpaís*).

Tots els models tenen dues parts separades per un límit horitzontal, que simula la superfície de discordança. La part inferior del model està formada per diversos nivells de gruix variable, separats per marcadors de colors, i cabussaments d’entre 5° i 15° cap a l’*avantpaís* i el *rerepaís* (Taula 3.2). El gruix d’aquesta part és de 1.5 cm. La part superior està formada per cinc nivells horitzontals de 0.2 cm de potència cada un. El gruix total dels models és de 2.5 cm.

La figura 3.12 mostra com s’han preparat els models. El primer pas és col·locar una placa metàl·lica dins la premsa, el nivell d’enlairament basal, amb la inclinació triada per a la part inferior del model en

construcció, però en sentit oposat. Els nivells de la part inferior es construeixen horitzontalment sobre aquesta placa, en disposició “*onlap*”. Quan els nivells estan preparats, es bascula fins a l’horitzontal la placa metàl·lica, de tal forma que els nivells construïts queden inclinats amb la orientació prevista (Fig. 3.12.1). El següent pas consisteix a erosionar el material en excés d’aquest paquet, obtenint una superfície horitzontal que serà la discordança (Fig. 3.12 2), a sobre de la qual es disposaran les capes horitzontals de la part superior del model (Fig. 3.12 3).

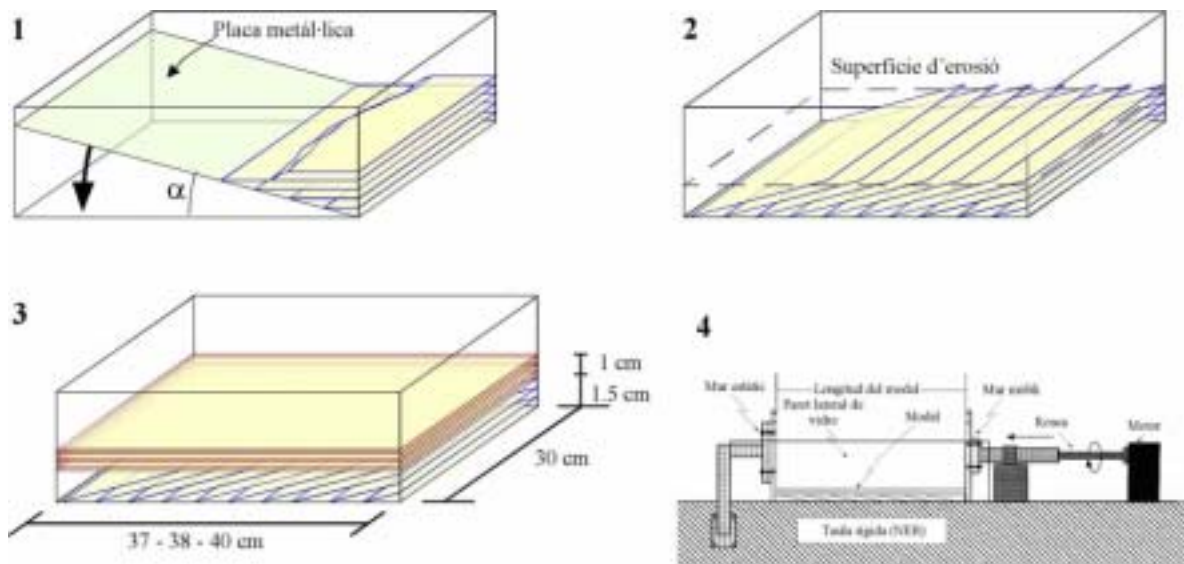


Fig. 3.12. il·lustració esquemàtica mostrant els passos a seguir per construir els models de sorra (1, 2 & 3), i un perfil del mecanisme de compressió utilitzat per deformar-los (4); NEB: nivell d’enlairament basal.

Propietats i limitacions dels materials

Aquestes sèries de models simulen el comportament de dues seqüències discordants a l’escorça superior, reològicament molt similars, amb un comportament friccional o de Mohr-Coulomb. Per altra banda, cada seqüència representa una alternança d’ordre mètric de gresos i argiles, que configura una anisotropia mecànica, amb angles de fricció interna diferents per a cada material.

Per a construir els models, s’han utilitzat dos materials friccional anàlegs. Sorra de quars amb un angle de fricció interna de 30° ($\sigma = 0.57$), i *glass microbeads*, amb una mida de gra d’entre 100 i 105 σ , i un angle fricció de 20° ($\sigma = 0.37$).

La utilització de sorra de quars sense compactar i *glass microbeads* aporta una bona semblança mecànica entre els models i la natura, però tenint en compte que aquests models reproduïxen sèries basculades, l’angle de fricció interna dels materials anàlegs és una limitació per a la construcció de la part inferior inclinada i, per tant, es va poder aconseguir una inclinació màxima de 15° quan els models estaven construïts només amb sorra de quars sense compactar, mentre que en models amb *glass microbeads* la inclinació màxima assolida per a la part inferior és de 8° .

En la construcció dels models apareix un altre problema que també està relacionat amb l’angle de fricció interna de les sorres i a la basculació dels models en acabar de dipositar la part inferior. En aquest pas, es

genera un “buit virtual” entre la columna de material i el mur mòbil si la sèrie està inclinada en sentit oposat a l’avenç del pistó, o entre la columna i el mur estàtic en cas contrari, i es produeix un col·lapse de la sorra cap aquesta zona i, per tant, els marcadors que puguin ser presents en aquest volum es veuran distorsionats en aquest procés. Per això, quan les inclinacions inicials són suficientment elevades es deixa un primer nivell de dos centímetres sense marcadors, ja que aquests enterboleixen el resultat final i no aporten informació perquè també es veuen afectats en tota la seva extensió pels efectes de vora relacionats amb la proximitat del mur mòbil. Les inclinacions inicials baixes comporten un augment de la longitud dels marcadors i una disminució del seu nombre. Això implica que si s’adopta la mateixa solució es deixa un volum significatiu del model sense indicadors geomètrics, i per tant sense possibilitat d’anàlisi. Per aquest motiu hem decidit deixar només el primer centímetre (aprox.) sense marcadors, per tal de minimitzar la zona no analitzable.

Escalat

Els models deformats no intenten reproduir el patró de plecs i encavalcaments que afecten als materials objecte d’aquest estudi, les conques estefano-permianes dels Pirineus centrals, sinó veure quina és l’evolució i la influència de dos paràmetres específics durant la deformació. Per tant, els models són simplificats, i només s’han assolit aproximacions geomètriques i cinemàtiques (taula 3.3). L’escalat de les característiques mecàniques no ha pogut ésser quantificat donat que no es disposa de dades del cas natural. Per tant, des d’aquest punt de vista l’anàlisi de la influència del salt reològic entre sorra i *glass microbeads* en l’estil de deformació és purament qualitativa.

Variable	Naturalesa	Model	Ratio
Acceleració per gravetat	9.81 m/s ²	9.81 m/s ²	$g_r = 1$
Potència ¹			$L_r = 2.5 * 10^{-5}$
Triàsic (T ₂) // Sèrie horitzontal	(200 – 300 m) 250 m	1 cm	
Estefano-permià (T ₁) // Sèrie inclinada	(0 – 1000 m) 375 m	1.5 cm	
Angle de fricció interna			
Gresos // Sorra / λ_1 / σ_1)		?	30° / 0.57
Argiles // <i>Glass microbeads</i> / λ_2 / σ_2)		?	20° / 0.37
Contrast friccional (σ_1 / σ_2)			1.54
Taxa d’escurçament ¹	2.3 mm/a (Vergés, 1999)	1.8 * 10 ⁵ mm/a	$V_r = 7.6 * 10^4$

Taula 3.3.- Paràmetres d’escalat entre el model i la naturalesa. ¹Per al model Uncnfmty-Mdl10, la ratio de longitud és $L_r = 3.75 * 10^{-5}$.

La semblança geomètrica es tradueix en una proporcionalitat longitudinal de $2.5 * 10^{-5}$, on 250 m en la natura són simulats per 1cm en el model. Les potències de les dues parts de la seqüència en el cas d’estudi no són constants i s’ha hagut de seleccionar un valor representatiu. La part inferior modelitza el reompliment de les conques estefano-permianes, per tant, es produeixen canvis de potència significatius en distàncies

relativament curtes. Per a estudiar l'evolució angular, s'han modelat els 375m superiors d'aquestes seqüències, mentre que per simular el Triàsic s'ha escollit una potència mitja de 250m.

Deformació dels models

Per deformar els models, el mur rígid es movia a una velocitat constant de 0.167 mm/min, generant escurçaments d'entre 5 %/h i 5.4 %/h, i cada mitja hora es prenen mesures de l'alçada del prisma i l'angle de la seva envolupant (*Wedge Taper*), s'anotava el moment de formació de cada estructura i l'escurçament horitzontal (*Heave*) associat a cada una, a mida que la deformació anava augmentant, i es prenen fotografies en planta.

La modelització s'aturava quan l'escurçament era del 35%, tot i que si abans d'arribar a aquest valor el front de deformació es trobava a menys de 5 cm del mur frontal estàtic, s'aturava la modelització per evitar possibles efectes de vora (UncnfmyMdl4, 31.6%). En el model UncnfmyMdl6, més curt que els altres, la modelització es va aturar a un escurçament del 38.7%. Un cop aturat el model, es realitzaven seccions cada 2 cm (aprox.) de les que es prenen fotografies.

Tractament de les dades

Els resultats obtinguts dels diferents models han estat analitzats des dels següents punts de vista:

- € Geomètric: Identificació d'estructures anàlogues a les observades al camp, i reconstrucció en 3D de les principals superfícies.
- € Cinemàtic: Anàlisi de la seqüència de formació d'encavalcaments i evolució del prisma d'acreció, amb la finalitat d'entendre els processos de deformació, i utilitzar els resultats per a valorar els algorismes de deformació dels programes de modelització cinemàtica.
- € Mecànic: Comparació de models amb característiques mecàniques diferents per identificar i caracteritzar l'efecte d'aquestes variacions en l'evolució de l'estructura.