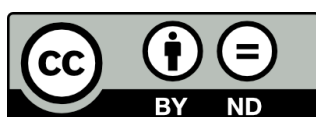




UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Magnetostratigrafia de l'oligocè del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre: implicacions magnetobiocronològiques i seqüencials

Xavier Barberà i Bota

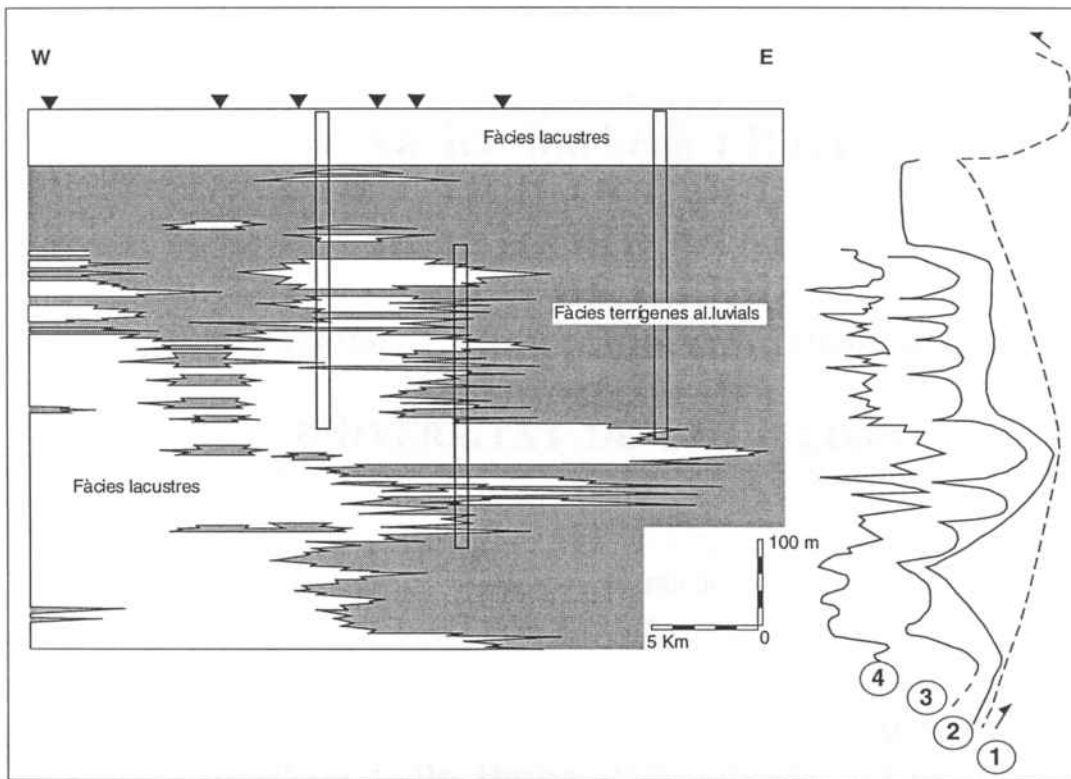


Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència Reconeixement- SenseObraDerivada 4.0.
Espanya de Creative Commons.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia Reconocimiento - SinObraDerivada 4.0.
España de Creative Commons.

This doctoral thesis is licensed under the Creative Commons Attribution-NoDerivatives 4.0.
Spain License.

MAGNETOSTRATIGRAFIA DE L'OLIGOCÈ DEL SECTOR SUD-ORIENTAL DE LA CONCA DE L'EBRE: implicacions magnetobiocronològiques i seqüencials



Xavier BARBERÀ i BOTA

Juliol de 1999

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC X

Universitat de Barcelona

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA Departament d'Estratigrafia i Paleontologia



043 BARBERÀ BOTA.

Programa de Doctorat d'Anàlisi de Conques, Geomorfologia i Paleontologia
Bienni 1993-95

**MAGNETOSTRATIGRAFIA DE L'OLIGOCÈ
DEL SECTOR ORIENTAL DE
LA CONCA DE L'EBRE:
implicacions magnetobiocronològiques i seqüencials**

Tesi presentada per
Xavier Barberà i Bota

davant el
Departament d'Estratigrafia i Paleontologia
Facultat de Geologia
UNIVERSITAT DE BARCELONA

per optar al grau de
DOCTOR EN GEOLOGIA

CODIRECTORS

Dr. Lluís Cabrera Pérez
Departament d'Estratigrafia i
Paleontologia



Dr. Mariano Marzo Carpio
Departament d'Estratigrafia i
Paleontologia



AUTOR

Xavier Barberà i Bota
Departament d'Estratigrafia i
Paleontologia



Barcelona, juliol del 1999

AGRAIMENTS

Aquesta tesi s'ha dut a terme gràcies a la concessió d'una beca de Formació de Personal Investigador del M.E.C. entre 1994 i 1997 i s'ha desenvolupat en el marc dels projectes DGICYT PB91-0805: "Desarrollo y evolución tectonoestratigráfica de la cuenca de antepaís surpirenaica" i DGICYT PB94-0826: "Respuesta secuencial de dispositivos aluviales-lacustres en cuencas contractivas: discriminación de las influencias tectónica y climática" contant amb el seu suport econòmic. En el marc de la beca F.P.I. s'ha gaudit d'ajuts per estades en l'estranger en el Laboratori de Paleomagnetisme del "Dpt. of Geology and Geophysics" de la "University of Wyoming" a Laramie (Wyoming, USA), dirigit per la Dra. Maureen Steiner (octubre i novembre de 1994), en el "Dipartimento della Scienze della Terra, Sezione di Geologia e Paleontologia" de la "Università degli Studio di Milano" a Milà (Italia), sota la supervisió de la Dra. E. Erba i la Dra. I. Premoli-Silva (octubre-decembre de 1995) i en el "Dipartimento della Scienze della Terra" de la "Università degli Studio di Firenze" a Florència (Italia), sota la supervisió del Dr. M. Ripepe (novembre-decembre de 1996). També cal agrair el suport del Grup de Recerca de Qualitat consolidat de Geodinàmica i Anàlisi de Conques (Departaments de Geodinàmica i Geofísica i d'Estratigrafia i Paleontologia) del Comissionat per Universitats i Recerca de la Generalitat de Catalunya - SGR 1997-00073.

Per la seva responsabilitat en la iniciació i contribució en la realització d'aquesta tesi, dono les gràcies als meus directors Lluís Cabrera i Mariano Marzo del Departament d'Estratigrafia i Paleontologia (Universitat de Barcelona), així com als centres on s'ha dut a terme aquesta investigació, l'antic Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia (Universitat de Barcelona) i el nou Departament d'Estratigrafia i Paleontologia.

Per la realització d'aquesta tesi doctoral s'ha comptat amb l'inestimable ajut de moltes persones i institucions. Tothom ha posat el seu gra de sorra i tothom és important, així que sense ànim de destacar a ningú, us dono les gràcies a tots vosaltres:

En Josep Maria Parés, Cap del Laboratori de Paleomagnetisme de l'Institut "Jaume Almera" del CSIC. Hem va donar la oportunitat de començar la meva història amb el paleomagnetisme. Gràcies a la seva col·laboració i supervisió la tesi ha anat endavant i l'ha anat seguint fossi on fossi. També com membres de l'Institut he d'agrair la col·laboració d'En Miquel Garcés per la seva constant ajuda sobre temes paleomagnètics, a l'Ana Gómez per les seves mesures de diverses col·leccions de mostres i a l'Edu Gomis pels seus recordatoris sobre el funcionament d'aparells i programes. També a l'Oriol Pascual, ell hem va introduir en el camp del paleomagnetisme.

En Jordi Agustí, Director de l'Institut de Paleontologia "Miquel Crusafont" de Sabadell. Per la seva contribució passada, present i segurament futura a la biostratigrafia de la Conca de l'Ebre.

Per anar amunt i avall amb sacs, bosses i caixes carregats de dents, per determinar a quina bestiola pertanyien les dents que li anàvem portant. També al personal anònim de l'Institut pel rentat de les mostres amb dents de rata.

Als membres de l'antic Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, ara nous departaments d'Estratigrafia i Paleontologia i Geodinàmica i Geofísica. En Salvador Reguant, sempre donant un cop de mà amb les qüestions formals, En Ferran Colombo disposat a parlar de Geologia i ha explicar batalletes, N'Alberto Sáez dissenyant figures i diapositives, N'Eduard Roca per la informació sobre la tectònica dels Catalànids, En Ramon Castilla per la tria de les dents de rata i a tots els demés que en alguna cosa han degut col·laborar.

Al Servei de dibuix, al Pep, al Teo i al Ros per imprimir totes les coses que fan falta.

A l'àrea de Geologia de l'Institut Cartogràfic de Catalunya, especialment als responsables de l'àrea de cartografia, tant en Xavier Beràstegui com la Mariona Losantos em van permetre la consulta dels mapes inèdits donant totes les facilitats.

Als molts companys de feina: En Miguel López-Blanco, company de despatx, d'esmorçars, de berenars, de discussions sobre Geologia, ... Gràcies per la teva música i pels horrorosos programes de radio que he hagut de soportar en 4 anys. En Baldo Colldeforns, amb el que he compartit zona de tesi i dies de camp intentant empalmar be les coses, hem gaudit d'alguns bons viatges geoturístics. Gràcies a les seves cartografies, el treball s'ha pogut dur a terme molt més ràpidament. En Jordi Corbera, company i amic, pel seu suport constant i els seus discursos sobre la vida. En Bernat Ferrús, pel seu ajut en temes de subsidència i pel seus ànims mutus per liquidar la tesi. N'Angel Huerta company becari, de congressos, de xerrades, ... Na Teresa Santaaulària i en J. L. Casamor per la impressió i els retocs finals de la tesi i pel seu ajut amb el funcionament del Canvas. A d'altres que no fan res però que també hi volen sortir: En Jordi Corregidor, company des del primer dia, En Pau Arbués, ...

També cal agrair a la gent que en van acollir en les estades en l'estranger: Na Maureen Steiner, hem va acollir al seu laboratori de paleomagnetisme a Laramie i vaig poguer desmagnetitzar les mostres de Gandesa. Quines vacances les d'aquella tardor ! Na Elisabetta Erba, hem va permetre la utilització del seu despatx i dels ordinadors necessaris per dur a bon terme l'anàlisi ciclostratigràfic. En Maurizio Ripepe, gràcies al seu programa i al seu ajut en l'anàlisi ciclostratigràfic.

I, es clar, també cal agrair a la part que més directament a viscut aquesta feina: Helena, la meva dona, per la seva paciència (?) en els llargs moments finals i pels dies que també hem compartit anant al camp, a treballar. Javier, el meu pare, va participar en totes i cadascuna de les campanyes de paleomagnetisme, des d'aquell fred i boirós hivern del 91-92 a l'autopista de

Fraga, passant per l'asfixiant estiu del 94 a Gandesa i acabant amb la deliciosa primavera del 96 a Cervià. Gràcies al seu suport tècnic amb la perforadora, sempre a punt, i al "va treballem una hora més" he pogut acabar tota aquesta història. Angels, la meva mare, sempre disposada a fer els dinars a aquell parell que cada dos per tres se'n anaven a fer forats tot el dia i tornàven tots bruts de fang i d'oli cremat. Roger i Laia, pels grans i nombrosos moments de felicitat. Un darrer agraiment, L-7187-M, el meu cotxe. Quin company ! Arribava on fós i no ens va deixar mai penjats.

A tots els que us he oblidat.

A la meva dona
Als meus fills
Als meus pares

PRÒLEG

Aquest treball, realitzat com una Memòria de Doctorat s'inscriu en una de les línies d'investigació del Departament d'Estratigrafia i Paleontologia de la Universitat de Barcelona, desenvolupada en cooperació multidisciplinària amb el Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona, amb l'Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" del CSIC i amb l'Institut de Paleontologia "Miquel Crusafont" de Sabadell, depenent de la Diputació de Barcelona. Aquesta línia se centra en torn a l'estudi i anàlisi de les conques terciàries del nord de la Península Ibèrica, per tal d'integrar-les en el marc geodinàmic de la Mediterrània Occidental i de l'Atlàntic oriental, per conèixer la seva evolució tectonosedimentària. L'establiment d'una cronologia refinada del reompliment sedimentari de les diverses conques, utilitzant per aquest fi les tècniques i metodologies adequades constitueix un objectiu fonamental.

Entre les conques incloses en aquesta línia d'investigació es troba la Conca de l'Ebre. En aquesta memòria l'objectiu principal és l'estudi litostratigràfic, magnetostratigràfic i biostratigràfic de les successions continentals de l'Oligocè del sector sud-oriental de la conca. Aquestes successions presenten relacions estratigràfiques complexes com conseqüència de la interrelació entre sistemes sedimentaris de ventalls al·luvials, fluvials i lacustres i, a més a més en els sectors marginals de la conca aquestes relacions es veuen influenciades per l'actuació de processos tectònics, bàsicament compressius, que originen la formació de plecs, encavalcaments i ventalls de capes relacionades amb sedimentació sintectònica.

L'existència prèvia d'una cartografia geològica a una escala adequada per l'establiment de les relacions estratigràfiques entre les diferents unitats definides a partir d'aquesta cartografia, així com la definició de nivells de referència cartogràfics i fotogeològics per la correlació fiable entre diferents seccions litostratigràfiques, han estat uns factors decisius en l'avenç del treball que es volia dur a terme. A més a més, des de fa aproximadament una dècada, es disposa del suport biostratigràfic que suposen l'existència d'un seguit de jaciments de micromamífers, concentrats sobretot en les valls dels rius Ebre i Cinca i molt més escassos en el sector oriental de la zona d'estudi. Aquestes faunes han permès disposar d'un marc biocronostratigràfic inicial, a partir del qual començar a millorar aquest mateix suport biostratigràfic i iniciar i desenvolupar el mostreig paleomagnètic sistemàtic, per tal de refinar i calibrar de manera precisa els resultats biostratigràfics obtinguts. D'aquesta manera, amb tots aquests elements de suport, es podia continuar l'estudi litostratigràfic i magnetostratigràfic coordinat amb l'avenç en el coneixement de la biostratigrafia del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre.

*D'acord amb les dades biostratigràfiques disponibles, es van establir els límits estratigràfics d'aquest treball. El límit inferior venia definit per l'existència d'un jaciment amb fauna clarament d'edat eocena, mentre que el límit superior havia estat establert en treballs anteriors en els que s'havia reconegut l'existència d'una associació de mamífers fòssils del Miocè inferior (Agustí *et al.*, 1988, 1994; Barberà *et al.*, 1994). D'aquesta manera l'objectiu d'establir la magnetostratigrafia completa de l'Oligocè d'aquest sector de la Conca de l'Ebre tenia per uns límits ben definits i amb uns rangs de fiabilitat elevats.*

Prèviament a l'aixecament dels perfils magnetostratigràfics, calia un reconeixement cartogràfic i litostratigràfic en el camp per tal de contrastar la qualitat de les successions de major continuïtat estratigràfica i amb les condicions d'aflorament més favorables pel mostreig paleomagnètic. Al mateix temps calia establir i definir una sèrie de nivells guia de referència per tal d'obtenir unes bones correlacions litostratigràfiques entre els diferents perfils escullits, i minimitzar la superposició estratigràfica entre perfils per tal de disminuir el volum de treball. El mostreig magnetostratigràfic i biostratigràfic dels diferents perfils es va fer de forma coordinada amb els membres de l'Institut de Paleontologia "Miquel Crusafont".

L'estructuració d'aquesta memòria s'ha dividid en quatre parts. En una primera part introductòria s'exposen els objectius plantejats i la metodologia seguida, així com la situació geogràfica i geològica regional de la zona estudiada, fent referència als principals antecedents. En aquesta situació geològica, es dona en primer lloc una visió general de la situació de la Conca de l'Ebre en el marc de la Placa Ibèrica, i a continuació s'enmarca el sector sud-oriental de la conca des dels punts de vista tectònic i estratigràfic.

En la segona part s'estableixen les dades de base estratigràfiques de l'Eocè superior-Miocè inferior del sector sud-est de la Conca de l'Ebre. En la litostratigrafia dels diferents perfils estratigràfics escullits, es fa una breu descripció de cadascun d'ells i s'estableixen les diferents unitats litostratigràfiques definides a partir de dades prèvies. En el marc d'aquesta litostratigrafia, s'estableix la biostratigrafia i la magnetostratigrafia de cadascun dels perfils.

En la tercera part es fa la integració de totes les dades estratigràfiques obtingudes a partir de les dades de base, establint-se en primer lloc l'Escala de Polaritat Magnètica Local que posteriorment serà correlada amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica. En aquest punt es possible analitzar les implicacions paleobiocronològiques i cronostatigràfiques derivades dels resultats obtinguts a nivell regional i també dins d'un marc regional-global més ampli. També es possible establir la cronostatigrafia de les successions oligocenes de la Conca de l'Ebre i obrir la possibilitat de formalització de pisos continentals oligocens en aquesta mateixa conca. Un pas més endavant el constitueixen les implicacions geològiques derivades de l'estudi de la

seqüencialitat de les successions al.luvials-lacustres i la definició de diversos rangs seqüencials segons la seva durada.

Les conclusions generals discutides en els capítols de la tercera part i les possibilitats d'avenç en aquesta línia d'investigació s'han recullit en la darrera part de la memòria.

Amb aquest treball s'ha intentat dur a terme un estudi integrador dels diversos aspectes tinguts en compte a l'hora de l'elaboració de la memòria. La coordinació entre el treball magnetostratigràfic i biostratigràfic ha estat bàsic des d'un bon començament. Els resultats posteriors sobre les implicacions paleobiocronològiques i cronostratigràfiques i l'estudi de la seqüencialitat, han estat fruit de la col·laboració amb diferents persones i institucions amb línies de treball que han convergit en aquesta investigació.

ÍNDIX

PART I. INTRODUCCIÓ

CAPÍTOL 1. OBJECTIUS.....	5
CAPÍTOL 2. SITUACIÓ GEOGRÀFICA I GEOLÒGICA.....	9
2.1. Situació geogràfica de la zona d'estudi.....	9
2.2. La Conca de l'Ebre.....	10
2.2.1. La Conca de l'Ebre en el marc de la Placa Ibèrica.....	10
2.2.2. Estructura del sector oriental de la conca.....	12
2.2.3. Els dispositius deposicionals de la Conca de l'Ebre.....	14
CAPÍTOL 3. METODOLOGIA.....	17

PART II. ESTRATIGRAFIA DE L'EOCÈ SUPERIOR - MIOCÈ INFERIOR DEL MARGE SUD-EST DE LA CONCA DE L'EBRE

CAPÍTOL 4. LITOSTRATIGRAFIA.....	21
4.1. Introducció.....	22
4.2. Registre litostratigràfic de l'àrea d'estudi.....	23
4.3. Descripció i subdivisió litostratigràfica de les successions estudiades.....	31
4.3.1. Successions del sector oriental.....	31
4.3.1.1. Successió de Rocafort-Sarral.....	32
4.3.1.2. Successió de Tarrés.....	38
4.3.1.3. Successió de Vinaixa.....	41
4.3.1.4. Successió de Cervià.....	45
4.3.1.5. Correlació litostratigràfica del sector oriental.....	49
4.3.2. Successions del sector occidental.....	53
4.3.2.1. Successió de Gandesa.....	53
4.3.2.2. Successió de La Granadella.....	57
4.3.2.3. Successió de Torrente de Cinca.....	61
4.3.2.4. Correlació litostratigràfica del sector occidental.....	65
4.3.3. Correlació entre els sectors oriental i occidental.....	71

CAPÍTOL 5. BIOSTRATIGRAFIA I CRONOSTRATIGRAFIA.....	81
5.1. Biostratigrafia de la Conca de l'Ebre.....	82
5.1.1. Antecedents. Les primeres descobertes.....	83
5.1.2. Biozonació per micromamífers.....	84
5.2. Estat actual de les noves aportacions.....	85
5.2.1. Biozonació local.....	85
5.2.1.1. Relació de taxons.....	85
5.2.1.2. Biozones.....	89
5.3. Cronostratigrafia.....	94
 CAPÍTOL 6. MAGNETOSTRATIGRAFIA.....	 99
6.1. Introducció a la magnetostratigrafia.....	100
6.2. El paleomagnetisme a la Península Ibèrica: antecedents.....	102
6.3. Obtenció de mostres paleomagnètiques.....	103
6.4. Propietats magnètiques dels sediments.....	105
6.4.1. Magnetització Remanent Natural (MRN).....	105
6.4.1.1. Obtenció de dades preliminars.....	107
6.4.2. Susceptibilitat magnètica.....	109
6.4.2.1. Relació entre la magnetització i la Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica (ASM).....	110
6.4.3. Magnetització Remanent Isotèrmica (MRI).....	111
6.4.3.1. Determinació de la mineralogia ferromagnètica.....	112
6.5. Anàlisi de les direccions de magnetització característica.....	116
6.5.1. Tests d'estabilitat de la magnetització.....	117
6.5.1.1. Test del plec.....	117
6.5.1.2. Test del conglomerat.....	118
6.5.1.3. Test de l'inversió de les direccions.....	118
6.5.2. Inclinacions anòmales.....	121
6.5.3. Implicacions paleolatitudinals.....	123
6.6. Obtenció de les polaritats magnètiques.....	126
6.7. Criteris de qualitat per les dades magnetostratigràfiques.....	127
6.8. Successions magnetostratigràfiques.....	129
6.8.1. Columna estratigràfica de Rocafort.....	129
6.8.2. Columna estratigràfica de Sarraí-Solivella.....	132
6.8.3. Columna estratigràfica de Tarrés.....	136
6.8.4. Columna estratigràfica de Vinaixa.....	139
6.8.5. Columna estratigràfica de Cervià.....	141
6.8.6. Columna estratigràfica de Gandesa.....	144

6.8.7. Columna estratigràfica de La Granadella.....	147
6.8.8. Columna estratigràfica de Torrente de Cinca.....	150

PART III. DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS

CAPÍTOL 7. INTEGRACIÓ DE LES DADES ESTRATIGRÀFIQUES I CORRELACIÓ AMB L'ESCALA GLOBAL DE POLARITAT MAGNÈTICA: DATACIÓ ABSOLUTA.....	157
--	-----

7.1. Establiment de l'Escala de Polaritat Magnètica Local (EPML).....	158
7.1.1. Correlació en el sector oriental.....	158
7.1.2. Correlació en el sector occidental.....	162
7.1.3. Proposta de correlació entre el sector oriental i l'occidental.....	167
7.2. Correlació entre l'EPML i l'EGPM.....	169
7.3. El registre de criptocrons.....	174

CAPÍTOL 8. MAGNETOBIOCRONOLOGIA I PALEOBIOCRONOLOGIA.....	179
---	-----

8.1. Cronologia dels canvis faunístics i bioevents en la Conca de l'Ebre.....	179
8.1.1. Cronologia dels bioevents de micromamífers de la Conca de l'Ebre...179	
8.1.2. Cronologia dels canvis florístics de la Conca de l'Ebre.....	182
8.1.3. Cronologia de la biozonació local de caròfits de la Conca de l'Ebre...183	
8.2. Relació dels bioevents oligocènics en la Conca de l'Ebre amb altres en Euràsia..187	
8.2.1. El registre paleobiològic.....	187
8.2.2. Comparació del registre magnetobiocronològic en diverses conques...190	
8.3. Relació de les subdivisions biostratigràfiques i biocronològiques de la Conca de l'Ebre amb les establertes a la resta del món.....	192
8.4. Implicacions cronostratigràfiques.....	195
8.4.1. Cronostratigrafia de les successions oligocenes de la Conca de l'Ebre.196	
8.4.2. Possibilitat de formalització de pisos continentals oligocens a la Conca de l'Ebre.....	197

CAPÍTOL 9. ANÀLISI DE LA SEQÜENCIALITAT.....	201
--	-----

9.1. Seqüencialitat en les successions al.luvials-lacustres de les zones internes de la Conca de l'Ebre.....	201
9.1.1. Introducció general.....	201
9.1.1.1. Nomenclatura de les seqüències definides.....	205
9.1.2. Seqüencialitat de baix ordre-baixa freqüència en les successions al.luvials-lacustres del SE de la Conca de l'Ebre.....	207

9.1.2.1. Introducció.....	207
9.1.2.2. Durada de les megaseqüències compostes al.luvials lacustres.....	210
9.1.2.3. Durada de les macroseqüències compostes al.luvials lacustres.....	210
9.1.3. Seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència en les successions de l' Oligocè superior-Miocè inferior (Catià superior-Aquitanià inferior)....	211
9.1.3.1. Introducció.....	211
9.1.3.2. Mètode i tècniques. Paràmetres utilitzats en l'anàlisi.....	211
9.1.3.3. Anàlisi de les successions de la Formació Mequinensa.....	216
9.1.3.4. Anàlisi de les successions de la Formació Torrente de Cinca.....	219
9.1.3.5. Comparació de resultats, discussió i conclusions.....	221

PART IV.

RESUM DE CONCLUSIONS I POSSIBILITATS D'AVENÇ

CAPÍTOL 10. RESUM DE CONCLUSIONS I POSSIBILITATS D'AVENÇ

10.1. Contribucions fetes des de les anàlisis paleomagnètiques de les successions estudiades.....	227
10.2. Contribucions fetes des de l'integració de les dades magneto i biostratigràfiques: magnetobiocronologia i events regionals i globals.....	229
10.3. Anàlisi de la seqüencialitat de baix i alt ordre.....	230
10.4. Possibilitats d'avenç.....	231
BIBLIOGRAFIA.....	235

PART I
INTRODUCCIÓ

1. OBJECTIUS

La Conca cenozoica de l'Ebre es situa al nord-est de la Península Ibèrica. La seva situació geològica ve determinada per les serralades Pirinenca, Ibèrica i Catalànid que van registrar una apreciable activitat tectònica que s'extén des del mateix origen de la conca i que es va mantenir de manera apreciable fins al Neogen. La bona continuïtat lateral i vertical i la varietat del registre sedimentari de la conca, fa d'aquesta un excel·lent laboratori natural pel desenvolupament d'estudis estratigràfics. L'anàlisi del registre dels events paleogeogràfics, paleoclimàtics i tectonosedimentaris de la conca té un gran interès per comprendre millor la seva evolució general i la de les zones adjacents. Un dels aspectes més interessants d'aquest registre, es conèixer la seva cronologia i per això cal precisar l'edat de les successions sedimentàries.

Existien diverses raons per plantejar-se dur a terme la magnetostratigrafia en la regió i en el rang del registre estratigràfic que s'ha escollit. En primer lloc, és una part del registre que es va desenvolupar inicialment sota una activitat tectònica notable que posteriorment va anar disminuint. Aquest fet donava per ell mateix un interès potencial del treball a l'hora de fixar una cronologia dels esdeveniments i d'esbrinar les relacions tectònica-sedimentació. En segon lloc, existia un suport biocronològic previ, concretament paleomastològic, notable i susceptible de millora amb una sèrie de punts d'ancoratge definits per nombrosos treballs sobre micromamífers (Cabrera, 1983; Agustí *et al.*, 1985, 1987, 1988, 1994; Anadón *et al.*, 1987; Sáez, 1987). I en tercer lloc, hi havia un suport litostratigràfic adequat i en procés de millora (Anadón, 1978; Anadón *et al.*, 1985, 1986, 1989a,b; Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Cabrera y Colombo, 1986; Cabrera & Sáez, 1987; Cabrera *et al.*, 1985; Sáez, 1987; Colldeforns *et al.*, 1994a,b,c; Colldeforns, tesi doctoral en curs). Per tant, la combinació de les dades lito i biostratigràfiques donava un marc físic i cronostratigràfic que era susceptible de ser millorat mitjançant el suport de la magnetostratigrafia. Davant la impossibilitat d'abarcàr la totalitat del registre paleògen d'aquest sector de la conca, es va optar per limitar el treball a

l'Oligocè, intentant obtenir un registre magnetostratigràfic sense solució de continuïtat des de l'Eocè superior fins al Miocè inferior.

L'obtenció de la magnetostratigrafia d'aquest segment del registre estratigràfic es podia dur a terme gràcies a: 1) l'existència de successions aflorants contínues, correlables entre elles i accessibles pel mostreig biostratigràfic i paleomagnètic; 2) la relativa abundància de localitats paleomastològiques i el gran potencial per trobar-n'hi de noves pel bon desenvolupament de fàcies favorables, i 3) el control litostratigràfic establert pels autors anteriorment mencionats. D'aquesta manera, a partir de les premisses anteriors, seria possible un bon ancoratge de les successions magnetostratigràfiques i permetria avançar en el procés de la subdivisió de l'Oligocè continental a partir de la definició d'unitats cronostatigràfiques continentals segons el contingut en micromamífers, seguint les mateixes directrius que han permès la subdivisió del Neogen (Fahlbusch, 1976; Schmidt-Kittler, 1987).

A més a més, la combinació de les dades lito i biostratigràfiques amb el suport d'una magnetostratigrafia completa, permetria l'obtenció de diferents nivells de referència correlables al llarg de tota la zona sud-est de la conca, aconseguint un control estratigràfic molt més complet d'aquesta.

Un altre aspecte derivat de la zonació magnetostratigràfica de les successions oligocenes de la Conca de l'Ebre, és la correlació de l'escala magnetostratigràfica obtinguda amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica (EGPM) recentment establerta (Cande & Kent, 1992, 1995). D'aquesta correlació es poden obtenir altres resultats d'interès com ara:

- 1) Establir la cronologia dels canvis faunístics i la datació dels diferents events paleomastològics que han tingut lloc en la Conca de l'Ebre des de l'Eocè superior al Miocè inferior i, per extensió, en la zona oriental de la Península Ibèrica, Europa occidental i zones circum-mediterrànies.
- 2) Ajustar les durades reals de les biocronozones de mamífers reconegudes en la conca i, per extensió, en altres conques veïnes. Les diferents biocronozones europees de referència no es troben ben calibrades respecte una escala temporal de referència amb el que l'estudi magnetostratigràfic de les successions oligocenes en la zona pot aportar resultats interessants.
- 3) Precisar i acotar la correlació de les successions de l'Oligocè de la Conca de l'Ebre amb les escales cronostatigràfiques marines i les possibles implicacions que d'això es derivin. Al mateix temps es possible establir la comparació de les subdivisions biostratigràfiques i biocronològiques de la Conca de l'Ebre amb les establertes a la resta del món.

4) Establir la durada dels diferents rangs de seqüències reconegudes en les successions al.luvials-lacustres de les zones internes de la Conca de l'Ebre i esbrinar per quin factor o factors van ser regits.

El nucli principal d'aquesta memòria és, per tant, l'elaboració d'un marc cronològic precís pels diferents tipus d'events reconeguts en el registre sedimentari i biostratigràfic de la conca per tal d'aconseguir els aspectes esmentats anteriorment. Aquest objectiu es va plantejar com un pas preliminar per tal d'establir, en estudis posteriors, la realització de l'anàlisi de l'evolució tectonosedimentària de la Conca de l'Ebre, les Serralades Costaneres Catalanes i la Serralada Ibèrica.

2. SITUACIÓ GEOGRÀFICA I GEOLÒGICA

2.1. SITUACIÓ GEOGRÀFICA

L'àrea d'aquest estudi es situa dins les províncies d'Osca, Saragossa, Lleida i Tarragona, a les comarques del Baix Cinca, la Terra Alta, la Ribera d'Ebre, el Segrià, el Priorat, les Garrigues i la Conca de Barberà.

El treball realitzat s'ha centrat en l'estudi magnetostratigràfic i seqüencial de part dels materials paleògens aflorants al llarg del marge sud-est de la Conca de l'Ebre. Aquests materials (fonamentalment conglomerats, gresos, lutites, guixos i calcàries) formen successions monoclinals en superfície que cabussen molt lleugerament, exceptuant els que es troben adossats al marge de la Serralada Pre-litoral. Els materials més consistents, que afloren en els sectors més interns de la conca, formen petites serralades com la del Tallat (Sarral), la Serra dels Marquesos (Cervià) o la Serra de La Fatarella (Gandesa). En aquestes zones elevades existeixen successions potents i amb bona continuïtat d'aflorament, condicions indispensables per la realització d'un treball on es volen obtenir resultats consistents.

Les diferents seccions estudiades es troben associades amb el traçat de la xarxa viària de les comarques anteriorment citades, incloent des d'autopistes com la A-2 fins a camins rurals, passant per carreteres nacionals, comarcals i locals. Gràcies a aquesta xarxa de comunicacions que ha obert nous afloraments o al removiment de talussos, la tasca de l'aixecament de perfils estratigràfics i el mostreig paleomagnètic i biostratigràfic han estat facilitats.

2.2. LA CONCA DE L'EBRE

2.2.1. La Conca de l'Ebre en el marc de la Placa Ibèrica

La Conca de l'Ebre es troba situada al nord-est de la Placa Ibèrica. L'evolució estructural de la conca va estar condicionada pels diferents tipus de moviments relatius entre les plaques Africana, Ibèrica i Euro-asiàtica. Aquesta àrea va estar sotmesa a situacions compressives i extensives, resultat de l'evolució de l'Atlàntic (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990). Aquest procés va tenir dues fases diferenciades: a) l'obertura de l'Atlàntic central que va produir la separació d'Àfrica i Euràsia durant el Juràssic i el Cretaci inferior-mig (Pitman & Talwani, 1972; Savostin *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990) i b) l'obertura de l'Atlàntic nord i del Golf de Biscaia que es va iniciar durant el Cenomanià-Turonian (Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989), i va tenir dues fases ben diferenciades (Srivastava *et al.*, 1990; Roest & Srivastava, 1991): una primera fase durant el Cretaci superior-Oligocè inferior on es donà la convergència entre Euràsia i Ibèria i una segona fase post-oligocè superior on la convergència es donà entre el límit Ibèria-Àfrica.

La Conca de l'Ebre (Fig. 2.1) presenta una forma aproximadament triangular i es configurarà com un solc asimètric de direcció aproximadament E-W. L'evolució d'aquesta conca d'avantpaís es troba lligada principalment a l'emplaçament de les làmines encavalcants sudpirinenques durant el Paleògen (Séguret, 1972; Muñoz *et al.*, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1986, 1992; Vergés, 1993). La propagació cap al sud de la deformació compressiva, des del Cretaci superior fins al Miocè superior, va originar la migració dels depocentres sedimentaris i la compartimentació de la conca des del nord cap al sud amb la formació d'un autòcton relativament intacte i diverses conques a coll-i-be. Aquests processos tectònics van controlar l'evolució dels sistemes al·luvials de procedència pirinenca (Puigdefàbregas *et al.*, 1986). El final de la deformació situada cap a l'Oligocè superior-Miocè inferior va configurar l'estructura dels marges septentrionals de la conca tal i com la coneixem actualment. Aquesta configuració va estar relacionada amb la formació de discordances internes en les successions al·luvials dels marges de la conca (Riba, 1973; Anadón *et al.*, 1986; Vergés, 1993; Suppe *et al.*, 1997).

La formació de la Conca de l'Ebre també es troba lligada a l'evolució compressiva de la Serralada Ibèrica i de les Serralades Costaneres Catalanes, que limiten la conca pel sud-oest i est, respectivament (Fig.2.1). Encara que el marge sud de la conca va ser tectònicament actiu durant el Paleògen, la seva activitat va ser menor en comparació al marge pirinenc durant el mateix període de temps, però aquestes estructures van generar altres depocentres menors en la zona meridional de la conca controlant, per tant, l'evolució dels sistemes al·luvials desenvolupats en aquest sector (Cabrera, 1983; Anadón *et al.*, 1985, 1986, 1989a, b; Cabrera *et al.*, 1985). El desenvolupament de discordances progressives en els ventalls al·luvials

localitzats en el marge catalànid, marquen l'evolució sinsedimentària d'aquests dipòsits, els quals incloïxen plecs i encavalcaments afectats en part per desplaçaments de direcció (Riba, 1973; Anadón *et al.*, 1986; Colombo y Vergés, 1992; Sàbat *et al.*, 1997; Gómez, 1997).

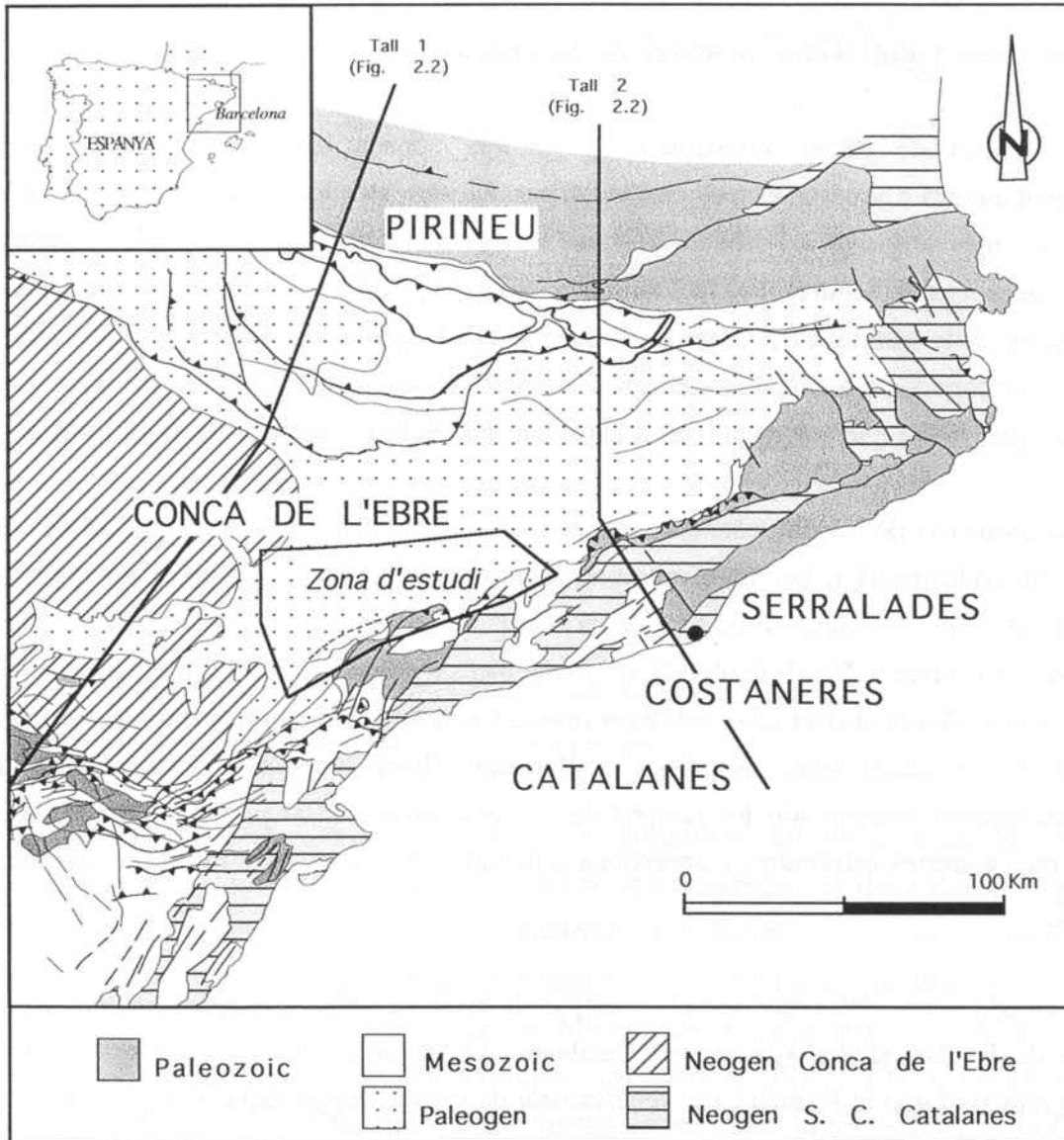


Figura 2.1. Context geològic general de la zona d'estudi en el marc de la Conca de l'Ebre amb les principals estructures tectòniques (Adaptat de Guimerà, 1994). S'assenyala la zona objecte d'estudi i la situació dels tallaments de la figura 2.2.

A partir de l'Eocè superior, la regió oriental de la Conca de l'Ebre evolucionà cap a condicions endorreiques, desenvolupant-se grans sistemes al·luvials i lacustres. En el sector estudiat, des del Priabonià fins a l'Oligocè superior, els sistemes lacustres foren alimentats pels sistemes al·luvials de procedència pirenenca i catalànid, i en determinats sectors s'establí un drenatge competitiu entre els dos sistemes (Allen & Mange-Rajetzky, 1982). En sectors més cap

al sud també es produí entre l'Oligocè inferior i el Miocè inferior un drenatge competitiu entre els aports catalànids i ibèrics, aquests darrers van expansionar-se cap al nord-est al llarg del marge catalànid (Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera y Colombo, 1986; Anadón *et al.*, 1989).

2.2.2. Estructura del sector oriental de la conca

La Conca de l'Ebre constitueix la "darrera" conca d'avantpaís dels Pirineus. L'ompliment terciari d'aquesta, es troba deformat per una sèrie de plecs i encavalcaments situats en les zones més properes a l'orògen, formant una zona plegada que s'anomena avantpaís plegat (Choukroune & Seguret, 1973). La propagació cap al Sud de la deformació pirinenca és la responsable de la tectònica d'aquesta zona, que es veu afavorida per l'existència de nivells de lliscament corresponents a evaporites eocenes (Vergés & Muñoz, 1990; Vergés *et al.*, 1992; Sans & Vergés, 1995) que actuen afavorint la propagació de l'encavalcament basal pirinenc.

La geometria de les diferents conques evaporítiques eocenes controlà la geometria dels diferents encavalcaments i, per tant, de les estructures que es poden observar en superfície (Vergés *et al.*, 1992). D'aquesta manera en el sector NE de la conca, els encavalcaments es situen sobre la Formació Beuda (Lutecià), originant plecs d'orientació E-W. En el sector central els plecs i encavalcaments es troben sobre les sals de Cardona (Priabonià), mentre que els plecs del sector SW es situen sobre els guixos de Barbastro (Eocè superior-Oligocè inferior). Els límits entre aquests sectors són les rampes de l'encavalcament basal pirinenc (Vergés *et al.*, 1992). Totes aquestes estructures corresponen a la part més externa dels Pirineus meridionals (Fig. 2.2).

També existeix deformació en el sector sud de la conca com a conseqüència de l'actuació tectònica de les Serralades Costaneres Catalanes. La deformació en el sector meridional començà més tard que al Pirineu i fou relativament de menor importància. L'escursament que s'originà en la generació de l'orogen pirinenc i en les conques meridionals d'avantpaís, també va influenciar en la configuració de les Serralades Costaneres Catalanes, la Serralada Ibèrica i la Zona d'Enllaç. Aquestes serralades són estructures contractives d'intraplaca que constitueixen el marge sud-est de la Conca de l'Ebre, tectònicament actiu des del Paleògen fins al Miocè inferior (Sàbat *et al.*, 1997). Si bé el Pirineu esdevé el principal factor en l'evolució de la conca d'avantpaís de l'Ebre, la sedimentació al llarg del marge sud-est i en algunes zones properes a aquest marge, va estar clarament influenciada per la tectònica al llarg de les Serralades Costaneres Catalanes i la Zona d'Enllaç.

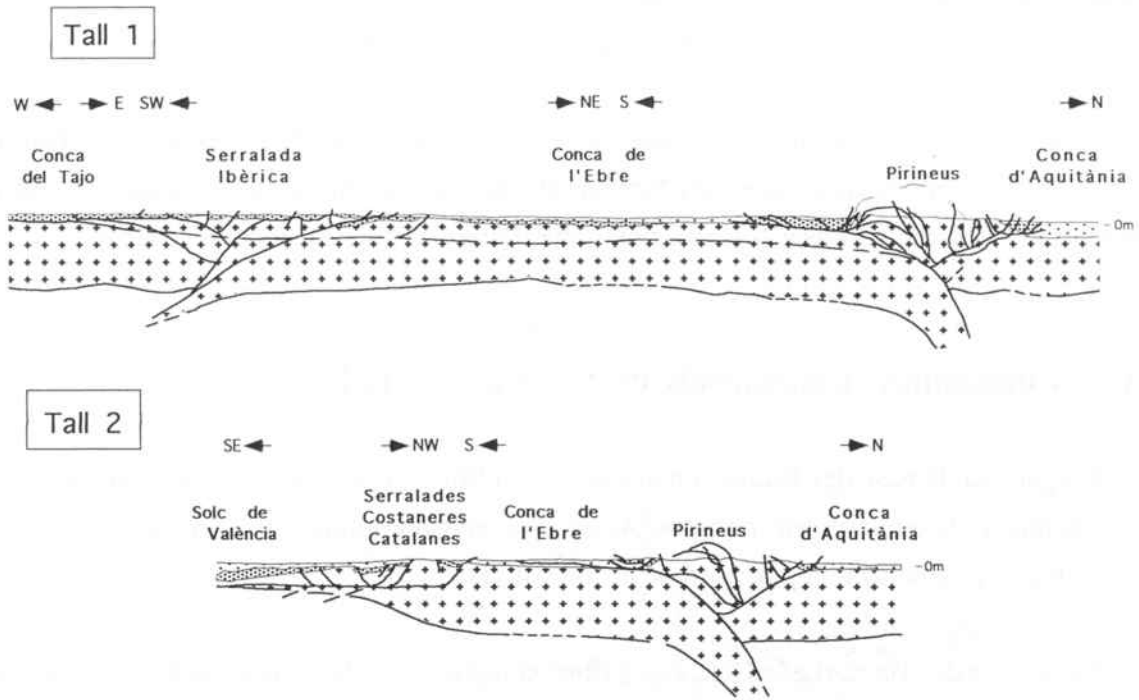


Figura 2.2. Talls geològics al llarg de la Conca de l'Ebre amb indicació dels principals trets estructurals del NE de la Placa Ibèrica (segons Anadón & Roca, 1992 integrant dades de Salas & Casas, 1993 i Guimerà & Alvaro, 1990 per la Serralada Ibèrica). La localització dels talls es pot observar a la figura 2.1.

Les Serralades Costaneres Catalanes constitueixen un conjunt d'estructures compressives i extensives d'orientació NE-SW que s'extenen al llarg d'uns 200 km. La morfoestructura actual de les Serralades Costaneres Catalanes es va configurar durant l'Oligocè superior-Neògen com conseqüència de la inversió extensional (relacionada amb l'obertura del solc de València durant l'Oligocè superior-Miocè inferior) del sistema d'encavalcaments paleògens d'orientació NE-SW desenvolupats prèviament (Roca, 1992). La configuració tectonosedimentària i morfoestructural paleògena de les zones sud-orientals de la Conca de l'Ebre es troben relacionades principalment amb aquest sistema d'encavalcaments que va evolucionar al llarg de les Serralades Costaneres Catalanes, el qual va involucrar el basament Hercinià i va aixecar les Serralades Costaneres Catalanes més de 1.500 m en relació amb les zones marginals veïnes de la Conca de l'Ebre. Aquest sistema d'encavalcaments, d'edat Eocè-Oligocè, consisteix principalment en una sèrie de làmines encavalcants de tipus *thick skinned* amb orientació NE-SW i amb una component direccional limitada, que van deformar encavalcament previs menys importants i falles relacionades amb plecs. Com conseqüència de l'emplaçament d'aquests encavalcaments es van formar potents seqüències de conglomerats al·luvials sintectònics al llarg del marge nord-est de les Serralades Costaneres Catalanes que presenten un seguit de discordàncies internes (Colombo, 1980; Cabrera *et al.*, 1985; Anadón *et*

al., 1986; Colombo y Vergés, 1992; Sàbat *et al.*, 1997; Suppe *et al.*, 1997) que registren la cinemàtica dels successius episodis encavalcants. En la zona nord-est de les Serralades Costaneres Catalanes, aquestes seqüències conglomeràtiques tenen una edat Eocè inferior-Oligocè inferior i es troben afectades per l'encavalcament basal de la làmina encavalcant principal. Més cap al sud-oest (àrea del Montsant) són més recents (Eocè-Oligocè superior) i cobreixen l'encavalcament basal formant una doble flexió monoclinal que cabusa cap al nord-oest.

2.2.3. Els dispositius deposicionals de la Conca de l'Ebre

En general, la base del Terciari en la Conca de l'Ebre cabusa cap al Pirineu (Riba *et al.*, 1983). Els materials terciaris són poc potents en les zones meridionals de la conca i tenen uns 3.600 metres de potència en la part nord de la zona oriental.

El registre del Terciari a la Conca de l'Ebre comença amb la sedimentació dels materials vermells d'ambients al·luvials, fluvials i lacustres del Cretaci superior-Paleocè inferior. Seguidament trobem el registre de la primera transgressió eocena que correspon a les calcàries amb alveolines de l'Ierdià i que ocupà la pràctica totalitat de la conca.

A partir d'aquest moment (Eocè inferior) es comencen a desenvolupar els primers relleus pirinencs significatius. Aquest fet va originar la diferenciació entre la Conca d'Aquitània al nord i la de l'Ebre al sud, i també com a conseqüència, el desplaçament dels depocentres sedimentaris vers el sud (Puigdefàbregas & Souquet, 1986; Puigdefàbregas *et al.*, 1986). A més, es produí una migració dels depocentres sedimentaris vers l'oest (Riba *et al.*, 1983), associada a un augment considerable del gruix i del caràcter marí de les unitats estratigràfiques. L'evolució sedimentària a la conca va venir marcada per pulsacions transgressives-regressives marines fins que posteriorment a la darrera regressió del trànsit Bartonian superior-Priabonian (Serra-Kiel & Travé, 1995), la conca passà a un règim continental endorreic que perdurà fins el Miocè superior.

Com a conseqüència de la subsidència diferencial que experimentà la conca durant l'Oligocè, més forta als Pirineus que en el sector meridional, l'acumulació de sediments esdevé totalment asimètrica amb potències molt més importants davant l'orògen pirinenc. D'aquesta manera, els aports dels materials sedimentaris cap a la conca són diversos: uns provinents dels Pirineus amb paleodireccions cap al sud i sud-oest i uns altres provinents dels marges catalànid i ibèric, majoritàriament dirigits cap al nord i nord-est. Aquest fet es donà al llarg de l'Oligocè i Miocè. El solc de la conca es va reomplint amb aquests materials i s'originen, al llarg del temps, diversos sistemes lacustres limitats per zones al·luvials terminals progradants (Fig. 2.3).

Mentrestant, al marge sud de la conca, les acumulacions de conglomerats s'organitzen en una sèrie de ventalls que són cada cop més moderns com més cap al sud ens situem.

L'edat dels materials que reomplen la conca és cada cop més modern com més a l'oest ens situem, d'aquesta manera, el sector català presenta ben preservades successions de materials eocens i majoritàriament oligocens, mentre que els materials del Miocè inferior i superior no apareixen preservats fins els sectors situats prop de la confluència dels rius Cinca i Ebre i cap a Saragossa (Serres d'Alcubierre i Montes de Castejón).

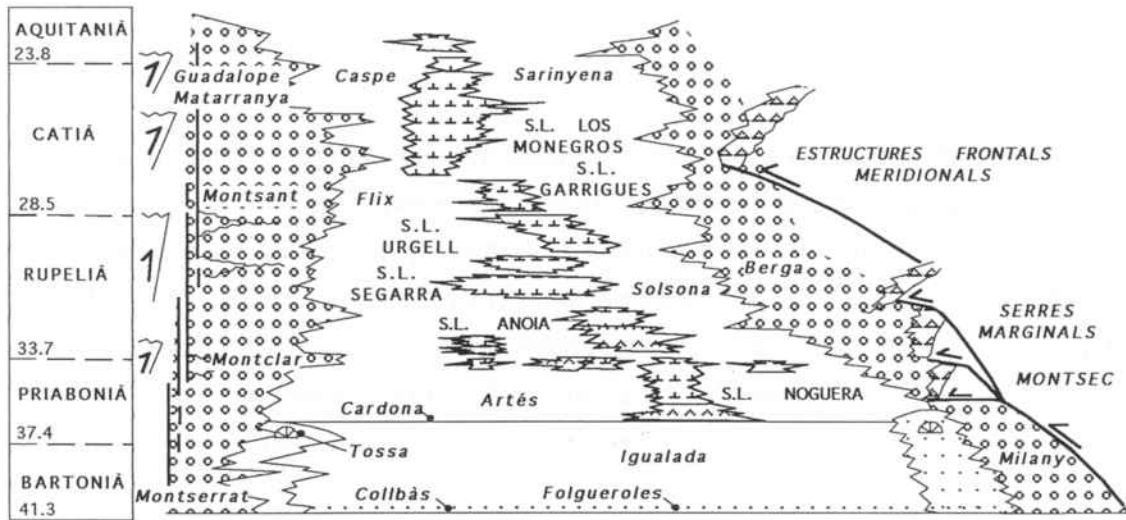


Figura 2.3. Esquema sintètic de les unitats estratigràfiques de l'Eocè superior al Miocè inferior del sector oriental de la Conca de l'Ebre i de les unitats al·lòctones pirinenques. Modificat de Vergés (1993).

3. METODOLOGIA

La metodologia seguida per solventar el conjunt dels problemes plantejats ha estat la usual en els treballs geològics (Boladeras, 1982), aplicada a l'estudi dels materials en el camp, combinat amb l'anàlisi de les propietats magnètiques dels sediments i el seu contingut paleontològic. El plantejament i la resolució dels problemes derivats de l'estudi paleomagnètic es basa en els paradigmes actualment establerts en el paleomagnetisme i la magnetostratigrafia (veure els treballs de Van der Voo, 1993; Opdyke & Channell, 1996; Merrill *et al.*, 1996). Aquests són els següents:

a) Els sediments, en el moment de la seva formació, tenen la capacitat d'adquirir una magnetització que es paral·lela a la del camp magnètic ambiental i que es coneix com magnetització primària.

b) Si bé el camp geomagnètic instantani es relativament complexe, el promig del camp geomagnètic considerant lapses de temps de l'ordre de 10^4 anys és un dipol alineat amb l'eix de rotació de la Terra (hipòtesi del Camp Geomagnètic Dipolar d'Opdyke & Henry, 1969). La posició del Pol Magnètic en aquest cas coincideix amb la posició del Pol Geogràfic. Per tant, el promig de les magnetitzacions obtingudes en un conjunt de sediments, defineix un camp geomagnètic a partir del que podem calcular la posició del Pol Paleomagnètic de la formació del sediment, que al mateix temps ens dóna la posició del pol paleogeogràfic.

c) La major part de les magnetitzacions inverses (amb sentit oposat a la direcció del camp present) observades en les roques són degudes a autèntiques inversions del camp geomagnètic. Existeixen però diferents mecanismes d'autoinversió que han estat posats en evidència en magnetitzacions de tipus tèrmic en roques ígnies, així com en magnetitzacions químiques en roques sedimentàries però no tenen un pes estadístic dins del conjunt de dades paleomagnètiques.

d) Les inversions del camp geomagnètic tenen un caràcter global, per tant les roques de la mateixa edat han de tenir la mateixa polaritat magnètica. Aquest fet implica que en el registre

geològic es pot definir una seqüència temporal d'inversions del camp geomagnètic que s'anomena Escala Global de Polaritat Magnètica (EGPM). Aquesta escala és una eina de correlació a escala global i de datació de gran resolució.

La posada en marxa d'un treball com el que es presenta en aquesta memòria, comença amb la recopilació de les dades bibliogràfiques sobre la informació litostratigràfica, biostratigràfica i cartogràfica de l'àrea d'estudi (Fig. 3.1). Un cop s'ha assumit el marc general estratigràfic i tectònic, cal anar a buscar uns objectius concrets a assolir per resoldre els objectius generals i el problema que inicialment s'han plantejat.

Un segon pas el constitueix la planificació de les campanyes de camp. En primer lloc cal un reconeixement previ del terreny. En el cas d'aquest treball, el gruix de la informació que s'havia d'obtenir era de tipus magnetostratigràfic, i les millors condicions d'aflorament i accessibilitat pel mostreig paleomagnètic les ofereixen els talussos, més o menys recents, de les carreteres i/o autopistes. Com ja es disposava de la informació cartogràfica precisa pel desenvolupament del treball, s'havien de buscar successions suficientment contínues i amb un cert grau de superposició entre elles per tal d'arribar a establir una magnetostratigrafia local sense solució de continuïtat. Aquest treball paleomagnètic s'ha dut a terme al llarg de nou perfils magnetostratigràfics que sumen un total de 2.400 m de potència en els que s'han mostrejats al voltant de 560 nivells estratigràfics i s'han analitzat la magnetització d'uns 2.100 espècimens (veure Taula 6.1). L'anàlisi de la magnetització de les mostres s'ha dut a terme, majoritàriament, en el Laboratori de Paleomagnetisme de l'Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera* (CSIC) de Barcelona sota la supervisió del seu responsable el Dr. Josep M. Parés.

Al mateix temps es disposava d'una altra eina per tal de limitar, en aquest cas, des d'un punt de vista cronostratigràfic, l'abast del treball. Les dades biostratigràfiques en començar aquest treball eren suficientment precises com per conèixer on començava i on acabava el registre sedimentari que es volia estudiar. Per tant i al mateix temps, es van començar les tasques de mostreig magnetostratigràfic i biostratigràfic, ja que aquest darrer registre mostrava importants vuits que calia intentar escursar. Les campanyes de camp s'anaven combinant amb l'anàlisi de les mostres i la obtenció dels primers resultats, aquests s'havien d'anar contrastant amb les dades biostratigràfiques. D'aquesta manera s'ha arribat a obtenir un total d'uns 25 nous jaciments de micromamífers, gràcies a la col·laboració entre l'àrea d'Estratigrafia del Departament d'Estratigrafia i Paleontologia de la Universitat de Barcelona i de l'Institut de Paleontologia *Miquel Crusafont* de Sabadell.

Un cop finalitzats els anàlisis paleomagnètics, integrades les dades litostratigràfiques, magnetostratigràfiques i biocronològiques i obtinguda la seqüència de polaritat magnètica local, calia correlacionar aquesta seqüència amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica, d'aquesta

manera es podria atribuir les edats absolutes als diferents events registrats en les successions des dels punts de vista sedimentari, paleobiològic o estructural.

A partir de les dades magnetostratigràfiques es possible estimar diferents paràmetres geològics en el sector estudiat com ara el càlcul de les taxes de subsidència amb les seves implicacions estructurals, el reconeixement de ciclicitats de baixa o alta freqüència.

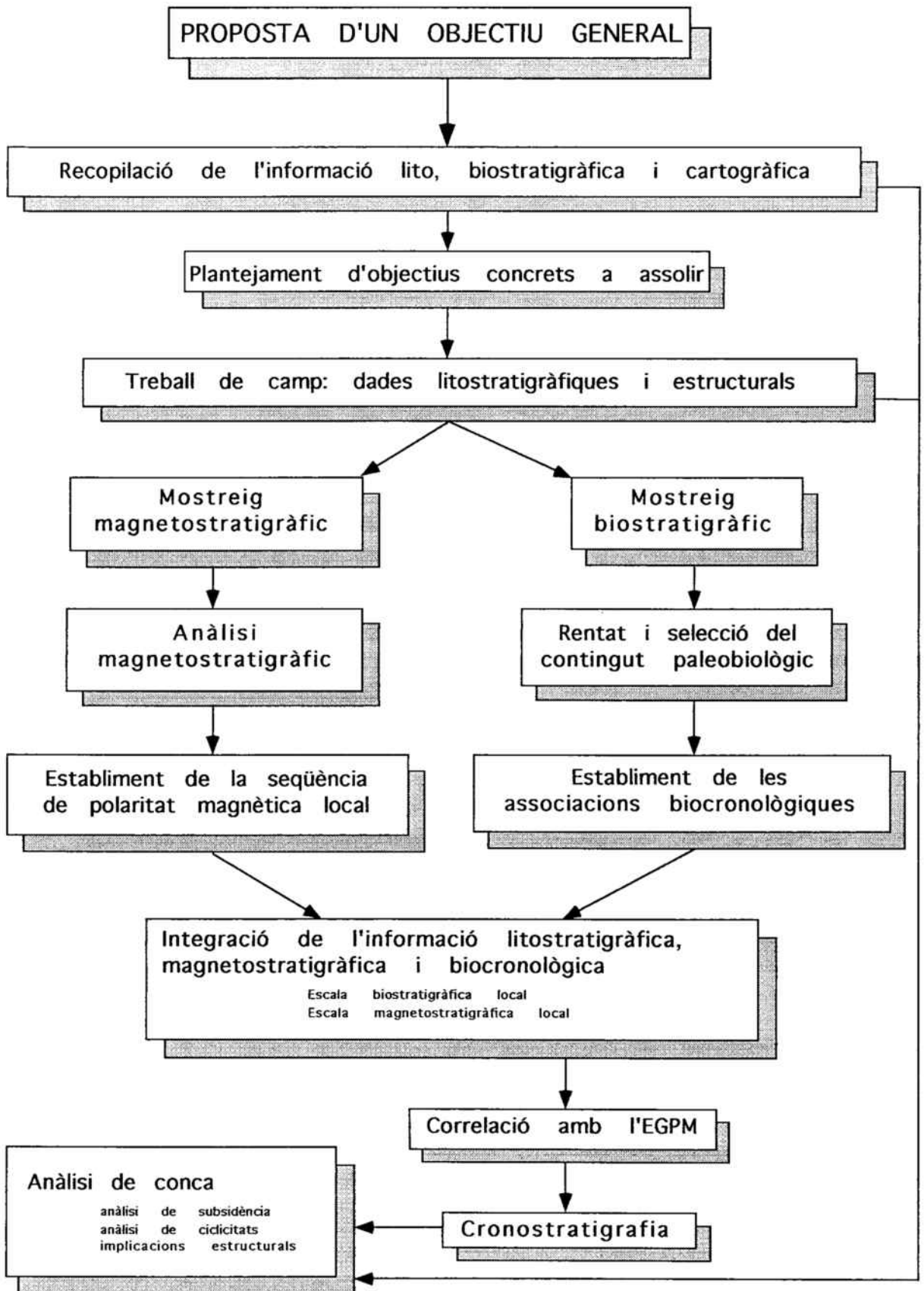


Figura 3.1. Diagrama de fluxe de la metodologia seguida en aquesta memòria.

PART II
ESTRATIGRAFIA DE L'EOCÈ
SUPERIOR - MIOCÈ INFERIOR
DEL MARGE SUD-EST
DE LA CONCA DE L'EBRE

4. LITOSTRATIGRAFIA

Aquest capítol té com objectiu una breu descripció litostratigràfica de les successions incloses en aquesta memòria. D'aquesta manera es pretén indicar les principals característiques litològiques i sedimentològiques dels diferents perfils, així com la posició dels diferents jaciments de micromamífers distribuïts al llarg de totes les successions i la correlació mitjançant diversos nivells litostratigràfics (normalment cartogràfics i fotogeològics) de referència entre totes les columnes estratigràfiques mitjançant plafons de correlació.

Com conseqüència dels ràpids i continus canvis laterals entre les diverses unitats litostratigràfiques establertes pels diferents autors, és fàcil perdre's en la nomenclatura litostratigràfica degut al gran nombre d'unitats definides i redefinides. Tota la zona objecte d'estudi s'ha dividit en dos sectors: 1) el sector oriental, situat al nord-est de la Serra del Montsant, on es troben els materials més baixos des del punt de vista estratigràfic i on la nomenclatura litostratigràfica a estat recentment refinada en el treball de Colldeforns *et al.* (1994a, b, c i tesi doctoral en curs), i ; 2) el sector occidental, situat entre el sud-oest i el nord-oest del Montsant, amb els materials estratigràficament més moderns i amb la nomenclatura derivada principalment dels treballs de Colombo (1980, 1986), Cabrera (1983) i Luzón (1994). La zona d'enllaç entre els dos sectors ha suposat un esforç suplementari a l'hora de lligar la litostratigrafia degut a una manca de dades estratigràfiques de base comunes entre ambdós sectors.

4.1. INTRODUCCIÓ

Ja des de finals del segle passat i començaments d'aquest, alguns autors van mostrar el seu interès per la Conca de l'Ebre, especialment pels seus jaciments de lignits (González Lasala, 1856; Saviron, 1911; Ferrando, 1912), però també des d'un punt de vista paleontològic (Ferrando, 1922; Sampelayo i Bataller, 1944), estratigràfic (Vidal y Deperet, 1906; Marín, 1926; Ferrando, 1934) i tectònic (Born, 1919; Sáenz, 1942; Marín, 1945).

La divisió estratigràfica d'aquest sector ha estat possible gràcies a nombrosos treballs cartogràfics, estratigràfics i sedimentològics de diferents autors (Riba, 1967, 1971; Quirantes, 1966, 1978; Colombo, 1980, 1986; Cabrera, 1983; Cabrera *et al.*, 1985; Cabrera y Colombo, 1986; Sáez, 1987; Anadón *et al.*, 1989b; Luzón, 1994; Colldeforns *et al.*, 1994a, b, c i tesi doctoral en curs). Mitjançant aquests treballs es van definir una sèrie d'unitats litostratigràfiques que permeten tenir una visió completa de la estratigrafia del Terciari de la Conca de l'Ebre.

Les darreres aportacions a les subdivisions estratigràfiques d'aquest sector de la Conca de l'Ebre venen constituïdes pels treballs de Colldeforns (Colldeforns *et al.*, 1994a, b, c i tesi doctoral en curs) i Luzón (1994). A Colldeforns *et al.* (1994b), a partir de la base d'una cartografia a escala 1:25.000 de la pràctica totalitat del sector català meridional i central de la Conca de l'Ebre i de l'anàlisi estratigràfic preliminar, s'han establert una sèrie d'unitats litostratigràfiques que han estat agrupades en vàries unitats al.lostratigràfiques en els sectors estudiats (al.logrups de Valldosera, Barberà, Anoià, Vimbodí, Vallclara, Vinaixa, Vilosell i La Granadella).

4.2. REGISTRE LITOSTRATIGRÀFIC DE L'ÀREA D'ESTUDI

A efectes de la divisió litostratigràfica de l'àrea d'estudi i per orientar el treball magnetostratigràfic, s'ha cregut convenient subdividir-la en dos sectors en base a criteris geogràfics i geològics (Figs. 4.1 i 4.2). Aquests dos sectors, oriental i occidental, mostren de tota manera lligams estratigràfics i deposicionals comuns que han permès la seva correlació.

En el sector oriental s'ha utilitzat la nomenclatura i relacions litostratigràfiques establertes recentment per Colldeforns *et al.* (1994a, b, c). S'han aixecat sobre la base d'aquestes relacions estratigràfiques una sèrie de perfils magnetostratigràfics (Rocafort, Sarral, Solivella, Tarrés, Vinaixa i Cervià) que no necessiten perfils de control entre ells, ja que la correlació s'ha fet directament mitjançant nivells de correlació físics amb continuïtat cartogràfica i fotogeològica (Figs. 4.1, 4.2 i 4.10). Pel sector occidental s'ha seguit amb l'estratigrafia física establerta en els treballs de Colombo (1980, 1986) i Cabrera (1983) i s'han utilitzat una sèrie de perfils de control aixecats en aquest treball o en altres anteriors per tal de correlar diferents unitats litològiques, ja que no existeix un lligam directe a l'haver d'enllaçar successions a ambdues vores de la vall del riu Ebre. En aquest cas s'han aixecat un total de tres perfils magnetostratigràfics mestres (Gandesa, La Granadella i Torrente de Cinca) i a més a més s'han utilitzat diversos perfils de control (Corbera-Gaeta, Camposines-Fatarella, Riba-roja, Ermita del Berrús, El Rouret, La Pobla de Massaluca, Ermita del Pilar, Almatret, Montmeneu, Mequinensa-Caspe i Castell de Mequinensa). També s'han tingut en compte les dades resultants dels treballs magnetostratigràfics més recents fets a la regió (perfils de Mina Pilar, Granja d'Escarp i Barranco de Valcuerna de Gomis, 1997) (Figs. 4.1, 4.2, 4.14 i 4.15).

El registre del Terciari en el sector sud-est de la Conca de l'Ebre comença amb la sedimentació de la Fm. Mediona (Anadón, 1978), de caràcter continental, constituïda per lutites vermelles amb intercalacions de carbonats i gresos de poca potència. L'aparició de gasteròpodes del tipus *Vidaliella gerundensis* permeten atribuir una edat Tanetià mig-superior per aquesta formació. Superposada a la Fm. Mediona, es troba la Fm. Orpí (Ferrer, 1971), constituïda per calcàries marines amb foraminífers (*Alveolina*, *Orbitolites*, miliòlids, ...) i dolomies blanques. Clàssicament se l'atribueix a l'Ilerdià inferior-mig (Ferrer, 1971).

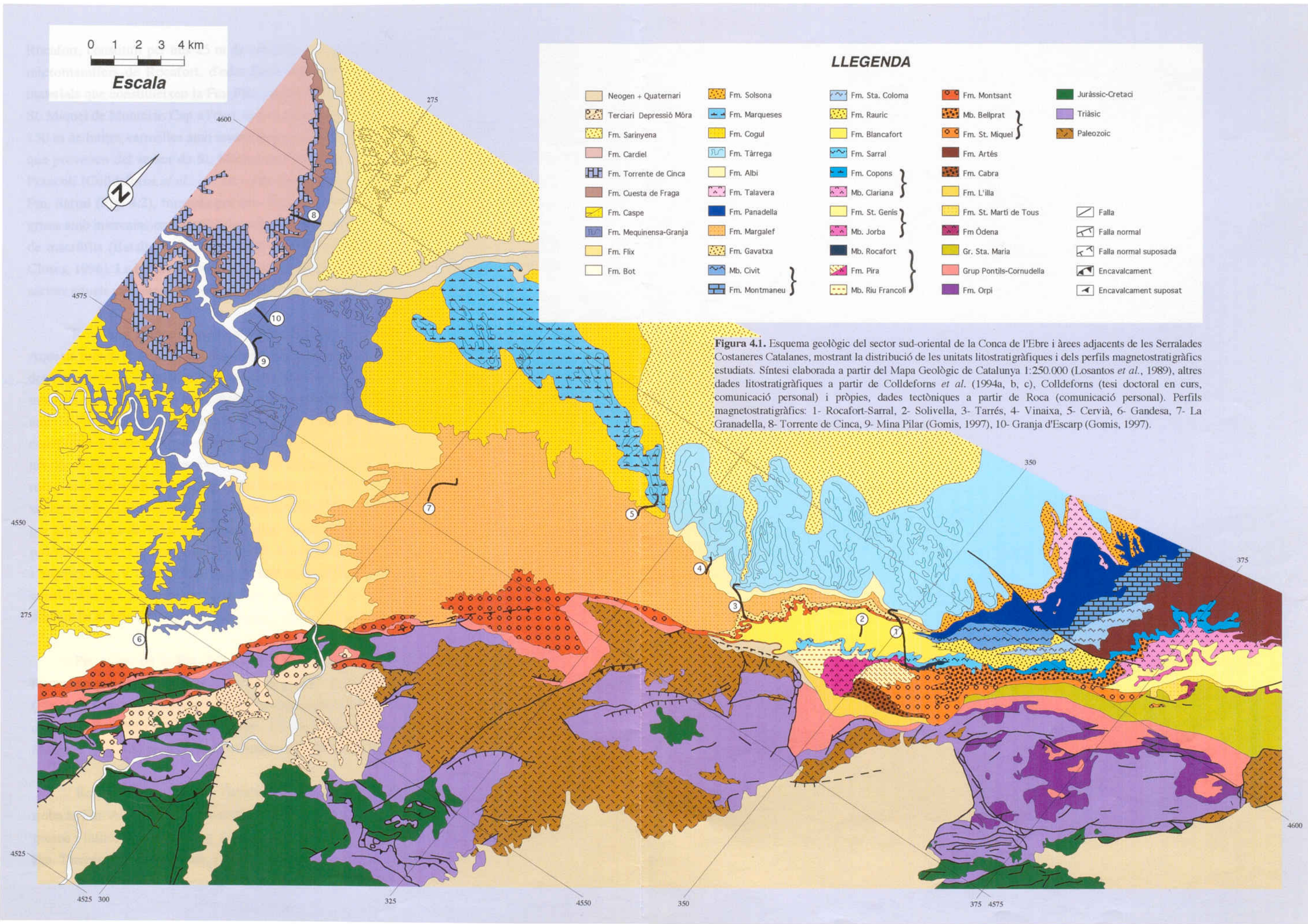
A continuació es troba el Grup Pontils-Cornudella (Fig. 4.2), que recobreix la Fm. Orpí. El Grup Pontils es va definir en el sector d'Igualada (Anadón, 1978), mentre que el Grup Cornudella va ser-ho en el sector de la Serra del Montsant. El Grup Cornudella (Colombo, 1980, 1986) inclou el Complex d'Ulldemolins i sobrepassat a aquest, formant part també del Grup Cornudella es troba la Fm. calcàries de la Morera del Montsant (Fig. 4.2), d'origen lacustre (Colombo, 1980, 1986).

Sobre el Grup Pontils-Cornudella (Fig. 4.2), en el sector d'Igualada, Ferrer (1971) defineix el Grup Santa Maria (Fig. 4.2), que es recobert per la Fm. Artés (Ferrer, 1971) constituïda pel Membre L'Espelt i pel Membre Castellfollit del Boix (Colldeforns *et al.*, 1994a). La Fm. Artés és d'origen continental i es troba formada bàsicament per lutites vermelles amb intercalacions de gresos i conglomerats de procedència catalànid. Aquestes successions al.luvials es relacionen lateralment amb diverses unitats al.luvials terrígenes i evaporítiques d'origen lacustre (Fms. St. Martí de Tous, St. Genís, Jorba, Clariana, Copons, Sta. Coloma de Queralt, Montmaneu, Talavera, Panadella i Solsona) (Colldeforns *et al.*, 1994a, b). Aquestes successions, situades en la zona d'Igualada, no es troben incloses en l'àrea de treball.

Per sobre del Grup Santa Maria, en el sector oriental de l'àrea d'estudi al nord-est del Montsant, se situen diverses unitats terrígenes, carbonatades i evaporítiques d'origen al.luvial i lacustre (Colldeforns *et al.*, 1994a, b i c). Les unitats al.luvials van ser depositades en el context de l'activitat de diversos sistemes deposicionals (Colombo, 1980, 1986; Cabrera *et al.*, 1985; Anadón *et al.*, 1989a) entre els que es poden destacar els de Sant Miquel de Montclar, que inclou la Fm. St. Miquel de Montclar, i Montsant, que inclou, en aquest sector, les formacions Montsant, Margalef, Blancafort, Albi i Cogul definides per Colombo (1980, 1986) i Colldeforns *et al.* (1994b).

A més a més, es reconeixen els dipòsits d'altres sistemes al.luvials (Fm. Rauric, Fm. Gavatxa, ...) dels que no s'han preservat les seves parts més proximals, però que van influir sensiblement en l'evolució sedimentària de la part oriental de la zona d'estudi. Aquests sistemes al.luvials es relacionen amb les seves zones mitges i terminals (marginals i distals) amb extenses zones de planes lutítiques i sistemes lacustres terrígens, carbonatats i evaporítics, donant lloc a una successió d'unitats que mostren complexes relacions geomètriques (Anadón *et al.*, 1989b, Colldeforns *et al.*, 1994a, b, c) i que s'han esquematitzat en el plafó de la figura 4.2.

La primera de les unitats que es objecte d'anàlisi en aquesta memòria pel sector situat a l'est del Montsant, és la Fm. Sant. Miquel de Montclar (Colombo, 1980, 1986), que Colldeforns *et al.* (1994c) incloïen en les anomenades "Unitats continentals superiors", la base de les quals queda limitada per la discordança angular i la superfície de paracomformat i/o continuïtat equivalent a la desenvolupada a la base dels conglomerats de Sant Miquel. La Fm. Sant Miquel de Montclar (Fig. 4.2) es troba constituïda per uns 550 m de conglomerats massius, de procedència catalànid, que es disposen en discordança progressiva i se situen mitjançant una discontinuïtat sobre els materials del Grup Santa Maria. Cap al SW, els conglomerats de St. Miquel, passen lateralment a la Fm. Pira (Fig. 4.2), constituïda per alternances de guixos alabastrins nodulars i lutites vermelles que arriben a una potència màxima d'uns 300 m. En la part alta de la Fm. Pira, Colldeforns *et al.* (1994c) diferencien el Membre



0 1 2 3 4 km
Escala

LLEGENDA

- | | | | | |
|-------------------------|---------------|------------------|-------------------------|------------------|
| Neogen + Quaternari | Fm. Solsona | Fm. Sta. Coloma | Fm. Montsant | Juràssic-Cretaci |
| Terciari Depressió Móra | Fm. Marqueses | Fm. Rauric | Mb. Bellprat | Triàsic |
| Fm. Sarinyena | Fm. Cogul | Fm. Blancafort | Fm. St. Miquel | Paleozoic |
| Fm. Cardiel | Fm. Tàrraga | Fm. Sarral | Fm. Artés | |
| Fm. Torrente de Cinca | Fm. Albi | Fm. Copons | Fm. Cabra | |
| Fm. Cuesta de Fraga | Fm. Talavera | Mb. Clariana | Fm. L'illa | |
| Fm. Caspe | Fm. Panadella | Fm. St. Genís | Fm. St. Martí de Tous | |
| Fm. Mequinensa-Granja | Fm. Margalef | Mb. Jorba | Fm. Òdena | |
| Fm. Flix | Fm. Gavatxa | Mb. Rocafort | Gr. Sta. Maria | |
| Fm. Bot | Mb. Civit | Fm. Pira | Grup Pontils-Cornudella | |
| | Fm. Montmaneu | Mb. Riu Francolí | Fm. Orpi | |
-
- | |
|-----------------------|
| Falla |
| Falla normal |
| Falla normal suposada |
| Encavalcament |
| Encavalcament suposat |

Figura 4.1. Esquema geològic del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre i àrees adjacents de les Serralades Costaneres Catalanes, mostrant la distribució de les unitats litostratigràfiques i dels perfils magnetostratigràfics estudiats. Síntesi elaborada a partir del Mapa Geològic de Catalunya 1:250.000 (Losantos *et al.*, 1989), altres dades litostratigràfiques a partir de Colldeforns *et al.* (1994a, b, c), Colldeforns (tesi doctoral en curs, comunicació personal) i pròpies, dades tectòniques a partir de Roca (comunicació personal). Perfils magnetostratigràfics: 1- Rocafort-Sarral, 2- Solivella, 3- Tàrrés, 4- Vinaixa, 5- Cervià, 6- Gandesa, 7- La Granadella, 8- Torrente de Cinca, 9- Mina Pilar (Gomis, 1997), 10- Granja d'Escarp (Gomis, 1997).

Rocafort, constituït per uns 25 m de calcàries i margues grises que contenen el jaciment de micromamífers de Rocafort, d'edat Eocè superior (Anadón *et al.*, 1987). Cap a l'est, els materials que constitueixen la Fm. Pira, passen lateralment a la part alta dels conglomerats de St. Miquel de Montclar. Cap a l'oest, la part superior de la Fm. Pira es troba constituïda per uns 150 m de lutites vermelles amb intercalacions de calcàries i nivells conglomeràtics i sorrenes, que provenen del sector de St. Miquel de Montclar, i que s'ha definit com el Membre Riu Francolí (Colldeforns *et al.*, *op. cit.*). Per sobre i lateralment respecte la Fm. Pira, es troba la Fm. Sarral (Fig. 4.2), formada per uns 70 m de potència màxima i constituïda per margues grises amb intercalacions de calcàries micrítiques i calcarenites que presenten nombrosos restes de macròfits (Bataller y Depape, 1950; Fernández Marrón, 1971, 1973a, b; Picó & Martín Closes, 1996). La Fm Sarral recobreix i passa lateralment al Mb. Riu Francolí i es recoberta en sectors situats més cap al sud-oest pels materials de la Fm. Montsant.

Recobrint la Fm. Sarral es troba la Fm. Blancafort (*sensu* Colldeforns *et al.*, 1994b). Aquesta unitat, d'alguns centenars de metres de potència, i en part, depositada dins de l'àmbit del Sistema al.luvial del Montsant, es troba formada per alternances de lutites vermelles i gresos motejats bioturbats i amb intercalacions conglomeràtiques (Fig. 4.2). Lateralment relacionada amb la Fm. Blancafort es troba la Fm. Sta. Coloma de Queralt (Colldeforns *et al.*, 1994a), constituïda bàsicament per calcàries, margues grises i margocalcàries que poden intercalar nivells de guix i que presenta el seu màxim desenvolupament en sectors situats més cap a l'est respecte la zona estudiada (Fig. 4.2). També en relació lateral respecte la Fm. Blancafort i superposada a la Fm. Sta. Coloma es troba la Fm. Rauric (Colldeforns *et al.*, 1994a), formada per alternances de lutites vermelles amb intercalacions conglomeràtiques i sorrenques de procedència sud i lutites grises (Fig. 4.2). Així mateix, en relació lateral amb la Fm. Blancafort i superposada a la Fm. Rauric es troba la Fm. Montmaneu (Colldeforns *et al.*, 1994a) constituïda per un centenar de metres de calcàries amb intercalacions margoses, on s'ha diferenciat el Mb. Civit (Colldeforns *et al.*, 1994a) format per margues i margocalcàries.

Per sobre de la Fm. Rauric es troba la Fm. Gavatxa (Colldeforns *et al.*, 1994b), formada essencialment per alternances de gresos i lutites vermells de procedència meridional (Fig. 4.2). Cap a l'est, es relaciona lateralment amb el guixos de la Fm. Talavera i les calcàries de la Fm. Panadella (Colldeforns *et al.*, 1994a) i cap a l'oest amb les fàcies fluvials de la Fm. Margalef (Fig. 4.2) procedents del Sistema al.luvial del Montsant.

Recobrint els gresos de Gavatxa i també amb relació lateral amb la Fm. Margalef es troba la Fm. Albi (Colldeforns *et al.*, 1994b), constituïda fonamentalment per alternances de gresos i lutites vermelles (Fig. 4.2). Cap a l'est, la Fm. Albi es relaciona lateralment amb la Fm. Tàrrrega, d'origen lacustre, en el sentit utilitzat en Anadón *et al.* (1989b).

Superposada a la Fm. Albi i a la Fm. Tàrrega, es troba la Fm. El Cogul (Colldeforns *et al.*, 1994b), formada essencialment per alternances de gresos grisos i lutites vermelles i grises (Fig. 4.2) de procedència meridional. Aquesta formació, cap a l'oest, es relaciona lateralment amb les parts més altes de la Fm. Margalef i cap a l'est amb la Fm. Les Marqueses (Colldeforns *et al.*, 1994b) que es troba constituïda bàsicament per alternances de calcàries lacustres i margues (Fig. 4.2). Al mateix temps la Fm. Marqueses s'interrelaciona amb dipòsits fluvials d'origen pirinenc, determinats segons la seva composició i paleocorrents.

En la zona occidental de l'àrea d'estudi, les successions estratigràfiques observades, registren les relacions entre les successions al.luvials de diverses procedències (pirinenca, catalànid, ibèrica) amb els sistemes lacustres que es van desenvolupar en la zona sud-est de la Conca de l'Ebre.

Els dipòsits distals del Sistema al.luvial del Montsant (representats aquí també per les formacions Montsant, Margalef i Flix de Colombo, 1980, 1986) interaccionen amb les parts distals dels sistemes fluvials de procedència pirinenca (formacions Solsona i Sarinyena de Riba, 1967 i Quirantes, 1978) i es relacionen lateralment amb les successions carbonatades i terrígenes del Complex lacustre de Los Monegros (formacions Mequinensa, Granja d'Escarp i Torrente de Cinca de Cabrera, 1983). Amb aquestes successions també apareixen lateralment relacionades les parts terminals dels sistemes al.luvials de procedència ibèrica (Fm. Caspe de Quirantes, 1978) i pirenenca (Fm. Sarinyena de Quirantes, 1978), les parts terminals d'aquestes donen lloc a successions de planes lutítiques distals (Fm. lutites de la Cuesta de Fraga de Cabrera, 1983).

Les unitats lacustres carbonatades s'expansionen fins a sectors propers als marges de la conca en la zona d'Enllaç Ibèrica-Catalànid. En aquests sectors es va desenvolupar un sistema al.luvial d'escassa expansió cap al centre de la conca (Sistema Horta-Gandesa de Cabrera *et al.*, 1985) que inclou fàcies proximals conglomeràtiques que passen ràpidament a planes lutítiques distals (Fm. lutites de Bot) que es relacionen lateralment amb les successions fluvials del Sistema Guadalopec-Matarranya de procedència ibèrica (Fm. Caspe).

SECTOR OCCIDENTAL

SECTOR ORIENTAL

S-N | WNW-ESE

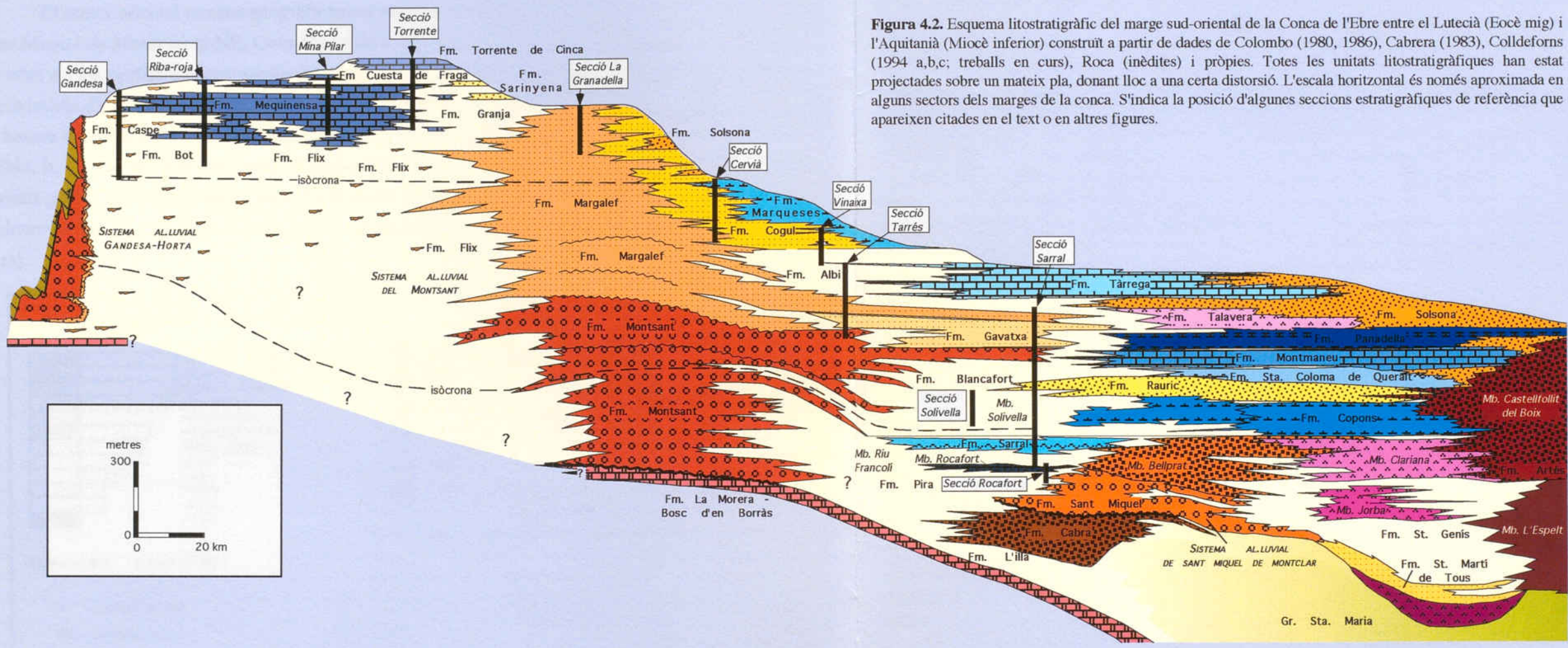
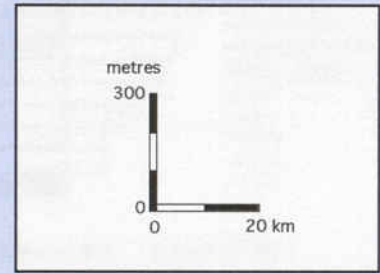


Figura 4.2. Esquema litostratigràfic del marge sud-oriental de la Conca de l'Ebre entre el Lutecià (Eocè mig) i l'Aquitanià (Miocè inferior) construït a partir de dades de Colombo (1980, 1986), Cabrera (1983), Colldeforns (1994 a,b,c; treballs en curs), Roca (inèdites) i pròpies. Totes les unitats litostratigràfiques han estat projectades sobre un mateix pla, donant lloc a una certa distorsió. L'escala horitzontal és només aproximada en alguns sectors dels marges de la conca. S'indica la posició d'algunes seccions estratigràfiques de referència que apareixen citades en el text o en altres figures.



UNITATS AL·LUVIALS		UNITATS AL·LUVIALS-LACUSTRES		UNITATS LACUSTRES	UNITATS MARINES	
Fm. Sarinyena	} Sistemes Pirinencs	Mb. Bellprat	} Sistema al·luvial de St. Miquel de Montclar	Fm. Torrente de Cinca	Fm. Odena	
Fm. Solsona		Fm. St. Miquel		Fm. Mequinensa	Gr. Santa Maria	
Fm. Cuesta de Fraga		Mb. Castellfolit		Fm. Marqueses		
Fm. Caspe	} Sistema Guadalupe-Matarranya	Mb. L'Espelt	} Fm. Artès	Fm. Tàrraga		
Fm. Bot		Fm. Cabra		Fm. Talavera		
Fm. Montsant s.l.	} Sistema al·luvial Gandesa-Horta	Fm. L'illa		Fm. Panadella		
Fm. Flix		Fm. Granja d'Escarp	Mb. Riu Francolí	Fm. St. Genís	Fm. Montmaneu	
Fm. Margalef	} Sistema al·luvial del Montsant	Fm. L'illa	Fm. St. Martí de Tous	Fm. Sarral		
Fm. Montsant		Fm. Cogul	Mb. Solivella	Fm. Pira	Fm. La Morera	
		Fm. Albi	Fm. Blancafórt	Mb. Rocafort	Calcàries de Gandesa	
		Fm. Gavatxa	Fm. Sant Miquel			
		Fm. Sta. Coloma	Fm. Cabra			
		Fm. Rauric	Fm. L'illa			
		Mb. Solivella				
		Fm. Copons				
		Mb. Clariana				

4.3. DESCRIPCIÓ I SUBDIVISIÓ LITOSTRATIGRÀFICA DE LES SUCCESSIONS ESTUDIADAES

4.3.1. Les successions del sector oriental

El sector oriental es situa geogràficament entre la Serra del Montsant al SW i la Serra de Sant Miquel de Montclar al NE. Com s'ha indicat anteriorment, en aquest sector s'han aixecat un total de sis perfils magnetostratigràfics que defineixen una successió amb una potència aproximada d'uns 1.100 m (Fig. 4.10). La subdivisió litostratigràfica d'aquestes successions es basarà en les unitats proposades per altres autors en estudis anteriors (Colldeforns *et al.*, 1994a, b, c i tesi doctoral en curs). A alguns dels nivells de correlació local reconeguts en aquests perfils se'ls assigna un nombre d'ordenació estratigràfica que és el que han rebut durant el desenvolupament d'estudis estratigràfics en curs de finalització (Colldeforns, tesi doctoral en curs).

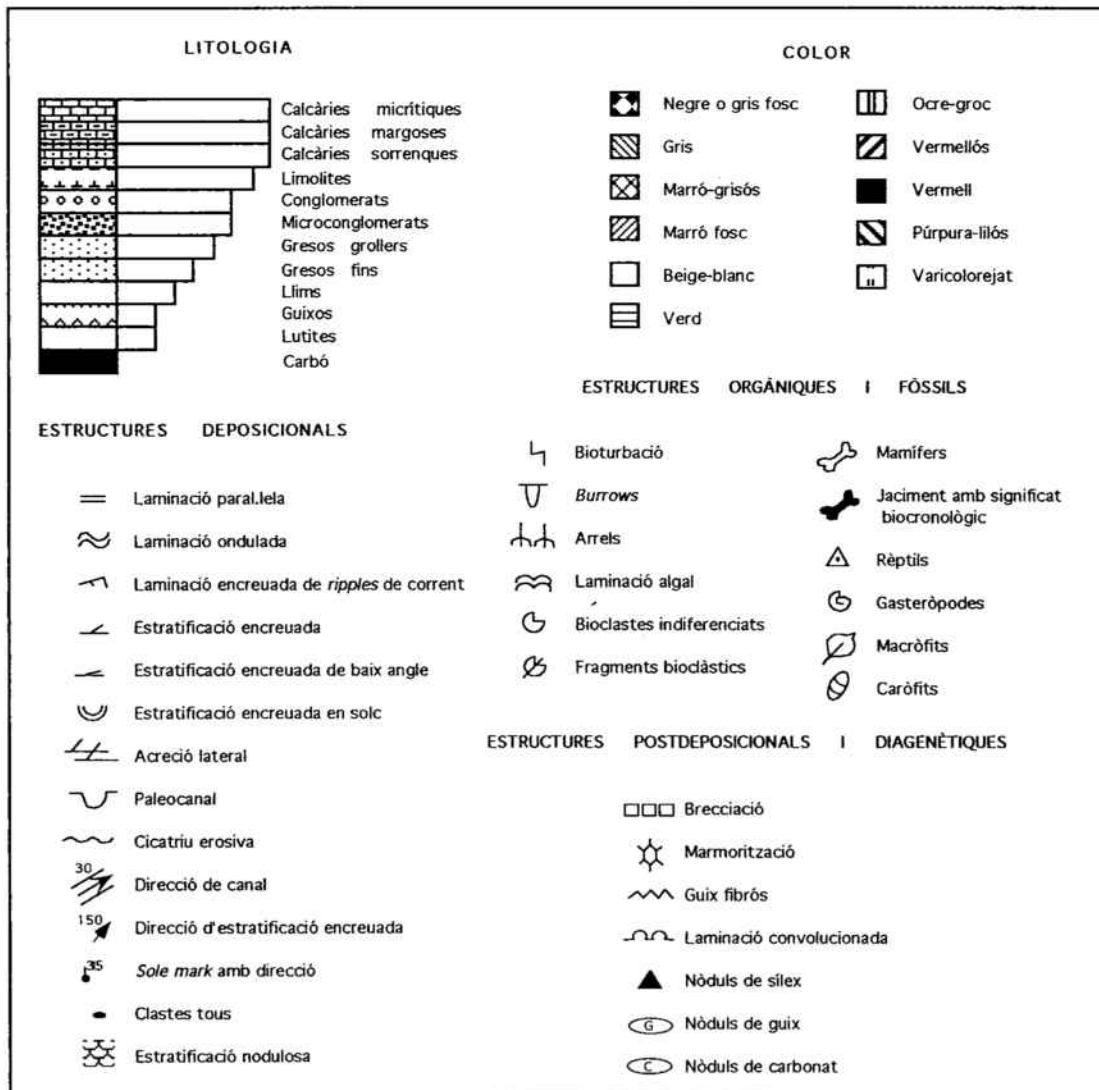


Figura 4.3. Llegendra dels perfils estratigràfics a escala 1:500 de les figures 4.4 a 4.9 i 4.11 a 4.13.

4.3.1.1 Successió de Rocafort-Sarral-Solivella

La columna de Rocafort de Queralt (Fig. 4.4) es situa a un kilòmetre al NE de la població de Sarral al llarg d'un camí rural situat a l'esquerra del P.K. 11, aproximadament, de la carretera C-241. Més concretament, el perfil s'inicia per sota de la carretera C-241, continua per la mateixa carretera fins enfilà el camí rural arribant fins un nivell conglomeràtic situat en un camp de vinyes i que es pot estirar fins al camí del cementiri de Sarral on s'ha acabat la secció. Les seves coordenades geogràfiques UTM (X, Y, Z) són 354.600, 4.590.450, 480 (base) i 353.950, 4.590.550, 520 (sostre).

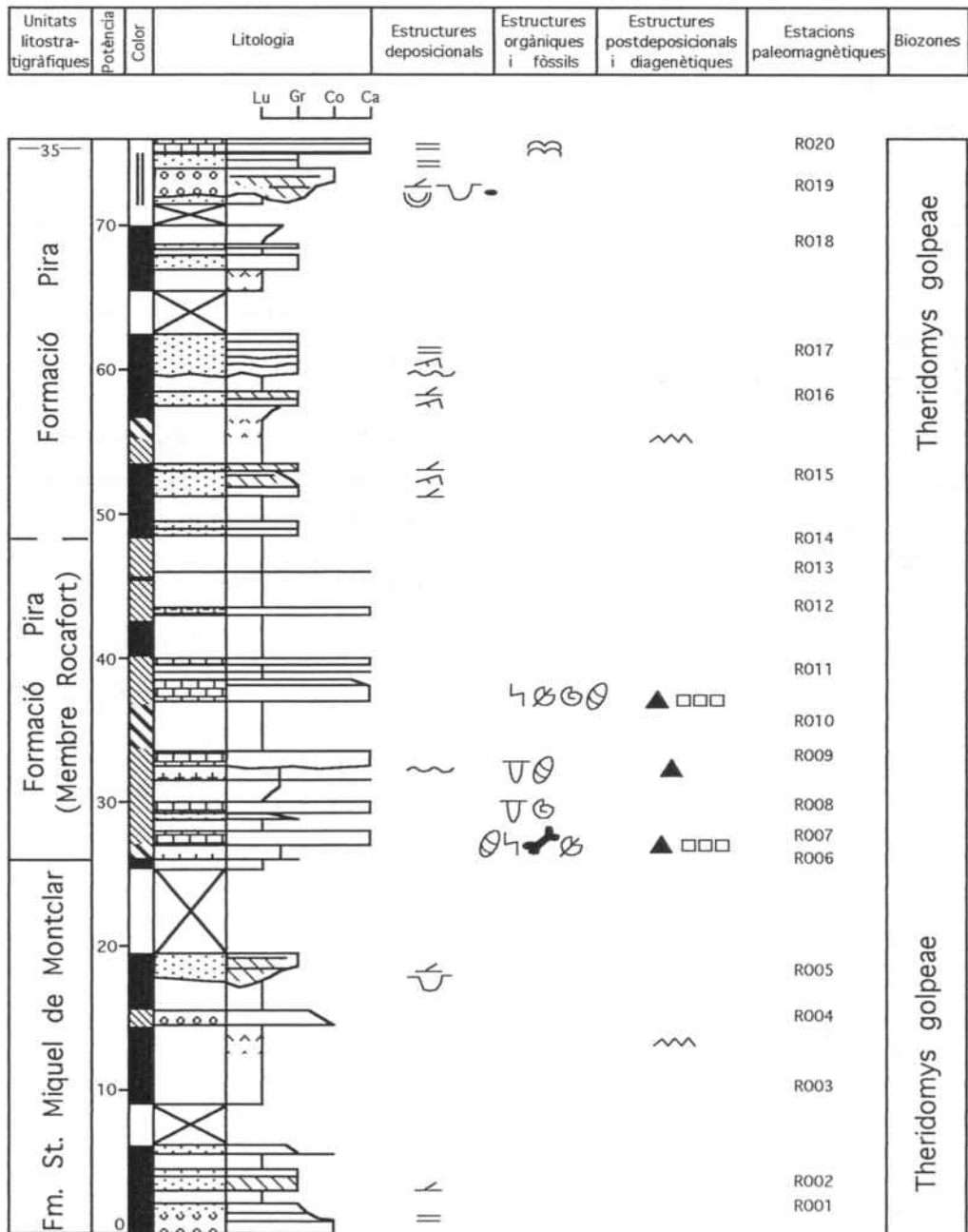


Figura 4.4. Columna estratigràfica de Rocafort de Queralt.

Aquesta secció consta de 75 m de potència en la que es poden diferenciar clarament tres trams. Un primer tram terrígen vermell d'uns 25 m constituït per conglomerats, gresos i lutites vermelles corresponent a la Formació conglomerats de St. Miquel de Montclar definit per Colombo (1980, 1986). Un segon tram d'uns 20-25 m amb calcàries i margocalcàries lacustres i lutites grises corresponents al Membre margues i calcàries de Rocafort de la Formació guixos i lutites de Pira (Colldeforns *et al.*, 1994c) i en el qual es troba un jaciment de micromamífers d'edat Eocè superior, biozona local de *Theridomys golpeae* (Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1987). Un darrer tram d'uns 25 m de potència constituït per conglomerats, gresos, lutites, guixos i un nivell de calcàries a sostre de la secció corresponents a la Formació guixos i lutites de Pira (Colldeforns *et al.*, 1994c). Aquests materials presenten, en aquest sector, una lleu inclinació cap al NW (08/310).

La secció de Rocafort enllaça directament amb la secció de Sarral mitjançant el nivell calcari (nivell de referència n. 35, Fig. 4.10) que es troba a sostre de la secció de Rocafort i que apareix en el metre 27 de la secció de Sarral (Fig. 4.5). Aquesta darrera secció comença en les immediacions de la població de Sarral i discorreix al llarg de tota la carretera T-233 (7 km) i un kilòmetre de la C-240. La part més baixa de la secció s'ha estudiat en l'antiga pedrera de guix de Sarral on l'aflorament és molt més bo que en la carretera. També en alguns sectors ens hem desviat de la carretera seguint per camins paral·lels a aquesta on l'aflorament era millor. Les coordenades geogràfiques UTM de la secció són 353.350, 4.590.125, 480 (base) i 349.050, 4.594.850, 770 (sostre).

La successió presenta una potència d'uns 620 m. Es tracta d'una secció subdivisible en quatre trams. Un tram inferior constituït en primer lloc per uns 5 m amb guixos, lutites liloses i un nivell calcari a sostre, que correspon a la part més superior del Mb. Rocafort de la Fm. Pira; en segon lloc, uns 20 m, amb una part inferior coberta d'uns 10 m, constituïts per lutites grises i alternances de nivells centimètrics de gresos i lutites vermelles; i en darrer terme, la part principal d'aquest tram inferior, es troba format per calcàries, margocalcàries, lutites grises i vermelles i gresos amb una potència d'uns 70 m que corresponen a la Fm. Sarral (Colombo, 1980, 1986; *sensu* Colldeforns *et al.*, 1994c) i on es troba el jaciment de macròfits de Sarral (Bataller i Depape, 1950; Fernández Marrón, 1973a, b), assignat fins aquest moment a l'Oligocè inferior. El segon tram es troba constituït per alternances de gresos, lutites bàsicament vermelles, calcarenites i guixos amb una potència d'uns 240 m que aflora molt discontinuament en aquest sector i que correspon bàsicament al Mb. Solivella de la Fm. Blancafort en el sentit de Colldeforns *et al.* (1994a). Al voltant del metre 270 apareix un conjunt d'uns 10 m de potència constituït per cossos sorrencs amb geometries canaliformes fortament incidides intercalats entre lutites vermelles que, per les seves característiques sedimentològiques i posició estratigràfica i cartogràfica, s'ha assignat a la Fm. Rauric (Colldeforns *et al.*, 1994a). El tercer tram (del metre 330 al 520 aproximadament) es troba constituït per una part inferior d'uns 30 m de potència, d'alternances de lutites vermelles i ocres amb gresos de morfologia generalment canaliforme que corresponen a la Fm. Montsant (deduït, a més a més, a partir de la correlació del nivell de referència n. 45); i una segona part formada per alternances de lutites vermelles i gresos de morfologia generalment tabular amb alguna intercalació minoritària de calcàries sorrenques o limolites, corresponents a la Fm. Gavatxa (Colldeforns *et al.*, 1994a). Finalment, en el darrer tram (del metre 520 al sostre de la secció) es pot diferenciar una part inferior d'uns 50 m de potència, formada per alternances de lutites vermelles, ocres i

grises amb gresos de morfologia canaliforme, sobretot a la base d'aquesta primera part que, per la presència de dos nivells de referència cartogràfics i per la seva posició estratigràfica i cartogràfica, es pot assignar a la Fm. Margalef (Colombo, 1980, 1986). La part més superior d'aquesta secció, constituïda per uns 50 m d'alternances de nivells de gresos grisos i lutites vermelles i varicolorejades correspon, segons les seves característiques sedimentològiques i la seva posició cartogràfica, a la Fm. Albi (Colldeforns *et al.*, 1994a).

Des de la base fins al sostre, els materials van disminuint progressivament el seu cabussament des dels 8° fins als 2° aproximadament. En la part baixa de la successió apareix un plec laxe (20° d'inclinació màxima en el flanc est i 8° en el flanc oest) que afecta a un paquet sorrenc que es troba immediatament per sobre dels guixos que constitueixen la base de la successió.

Com conseqüència de l'aflorament discontinu en part de la sèrie, concretament en el que s'ha definit anteriorment com el segon tram de la secció de Sarral, i per millorar el mostreig paleomagnètic, s'ha optat per aixecar una secció paral·lela, equivalent del tram en qüestió (Fig. 4.10). Es tracta de la secció de Solivella (Fig. 4.6), situada 0,5 km a l'est d'aquesta població, al llarg de la pista que va de Pira a Solivella i posteriorment camp a través fins un turó situat a cota 573. Les coordenades geogràfiques UTM del perfil són 348.725, 4.590.075, 475 (base) i 348.400, 4.591.025, 573 (sostre).

Es tracta d'un perfil de 105 m de potència constituït per alternances de gresos grisos-vermells i lutites vermelles amb presència d'abundant guix secundari, així com algun nivell de guix primari. La totalitat de la secció correspon al Membre Solivella de la Formació Blancafort (*sensu* Colldeforns *et al.*, 1994a).

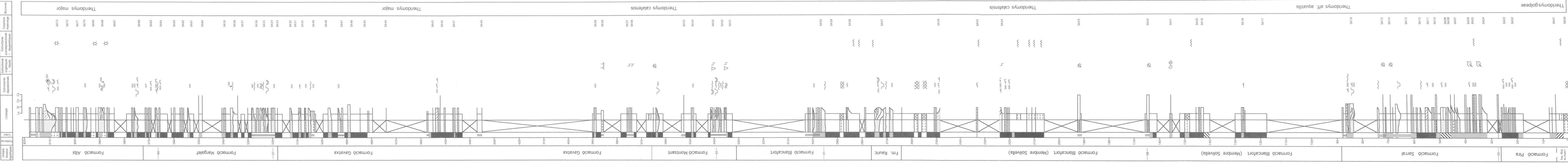


Figura 4.5. Columna estratigràfica de Sarrià.

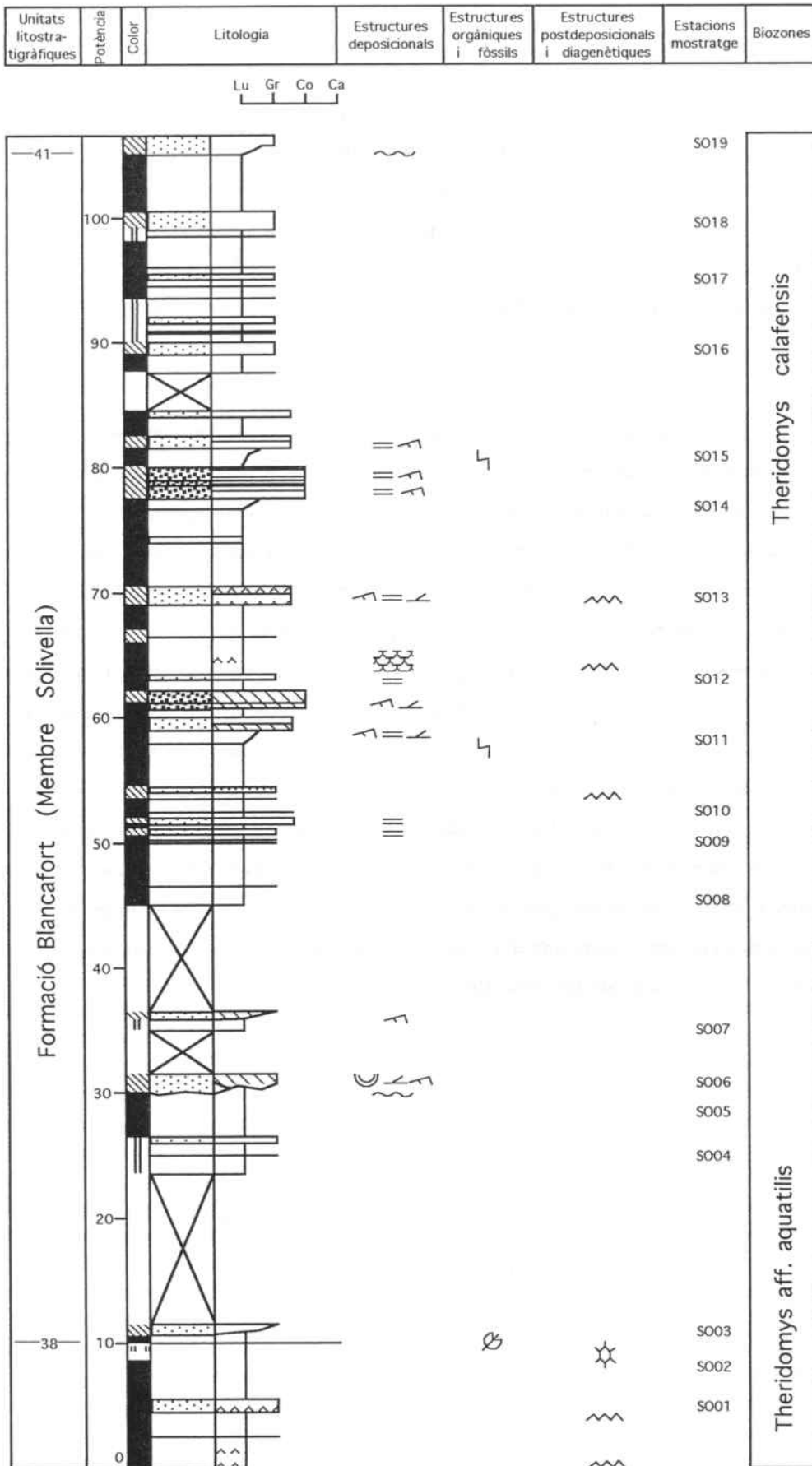


Figura 4.6. Columna estratigràfica de Solivella.

4.3.1.2. Successió de Tarrés

La secció de Tarrés (Fig. 4.7) es situa entre les poblacions de Vimbodí i Tarrés. El perfil s'inicia aproximadament en el P.K. 48 de la N-240 sobre el poble de Vimbodí, discorreix per aquesta carretera fins a l'encreuament amb la L-2014 que va a Tarrés, es continua per aquesta carretera fins a l'entrada del poble. Finalment, es pren a l'entrada del poble a mà esquerra, el camí que porta a Fullea durant aproximadament un km fins al sostre de la successió. Les coordenades geogràfiques UTM del perfil són 337.000, 4.585.600, 505 (base) i 334.700, 4.588.725, 655 (sostre).

Aquesta secció té una potència de 290 m. Es tracta d'una successió que es pot subdividir en tres trams. Un primer tram inferior d'uns 80 m de potència, constituït majoritàriament per alternances de cossos conglomeràtics de fins a 10 m de potència, gresos (grisos, varicolorejats i vermells) i lutites (vermelles i varicolorejades) amb intercalacions de carbonats (limolites) d'origen pedogenètic que corresponen a la Fm. Montsant (Colombo, 1980, 1986). Al voltant del metre 70 de la secció, es troba el jaciment de micromamífers de Vimbodí (Colombo *et al.*, 1995) amb una edat Estampià superior segons aquests autors. El segon tram presenta una part inferior d'uns 60 m de potència formada per alternances de lutites vermelles i varicolorejades, gresos i algun nivell de carbonats pedogenètics corresponents a la Fm. Gavatxa (Colldeforns *et al.*, 1994a); i una part superior de 65 m de gruix on s'alternen els nivells conglomeràtics, sorrencs i lutítics que, mitjançant la correlació dels nivells de referència 57 i 60, s'ha assignat a la Fm. Margalef (Colombo 1980, 1986). El tercer tram, d'uns 105 m de potència, es troba format majoritàriament per nivells sorrencs amb intercalacions menors de lutites vermelles i varicolorejades que corresponen a la Fm. Albi (Colldeforns *et al.*, 1994a). En la part alta de la secció (metre 280) es pot reconèixer un tram lacustre d'uns 5 m de potència, constituït per calcàries, margocalcàries i lutites grises on han aparegut diversos restes de fauna, entre aquests, diversos restes de micromamífers que constitueixen un nou jaciment amb el nom de Tarrés 100 (TR en les figures), aquest tram correspon a part de la Formació Calcàries de Tàrraga o Talladell (Riba, 1971).

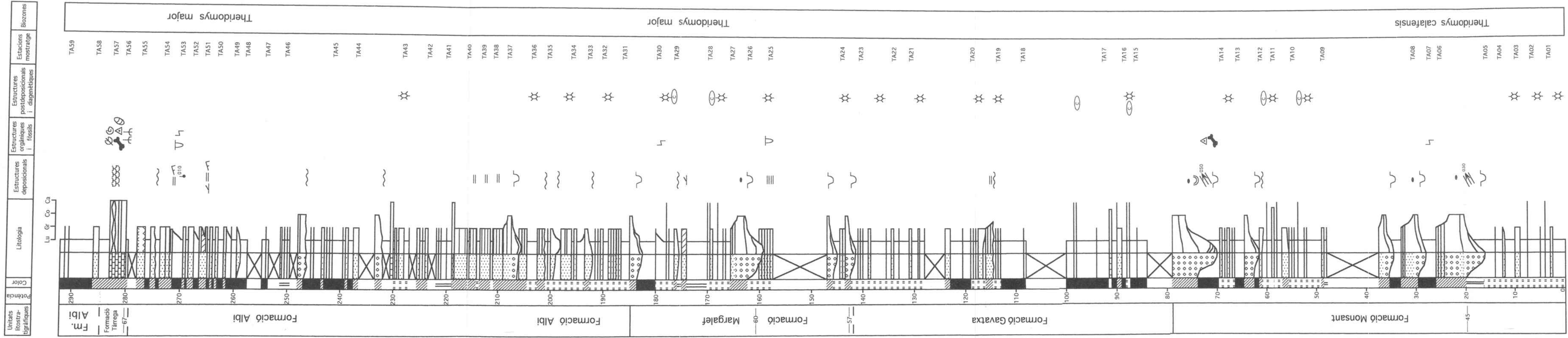


Figura 4.7. Columna estratigràfica de Tàrrés.

4.3.1.3. Successió de Vinaixa

La secció de Vinaixa (Fig. 4.8) es situa al llarg de la N-240 des de la població de Vinaixa, on s'inicia la sèrie en un tram de carretera d'accés al poble, fins a l'indret conegut com Pla de la Manxa, aproximadament en el P.K. 56.5 de la N-240. Les coordenades geogràfiques UTM de la secció són 330.575, 4.588.725, 490 (base) i 329.275, 4.590.050, 595 (sostre).

Es tracta d'una successió de 170 m de potència que es pot dividir en quatre trams litològicament diferenciats. Un primer tram detrític d'uns 65 m de potència, constituït per l'alternança de gresos (grisos a varicolorejats) i lutites (vermelles i varicolorejades) amb alguna intercalació conglomeràtica i de carbonats pedogenètics que correspon, des de la base de la secció al metre 30 a la Formació Margalef (Colombo, 1980, 1986) i del metre 30 al 65, a la Formació gresos de l'Albi (Colldeforns *et al.*, 1994c). Un segon tram de 30 m on no hi ha aflorament al llarg de la carretera, però en sectors adjacents s'observa la continuació dels materials de la Formació Albi. Un tercer tram, també detrític, de 35 m de potència, constituït per alternances de gresos grisos poc consolidats amb una presència relativament important de miques i amb guix secundari i lutites ocres a vermelles que corresponen a materials de la Formació Solsona (Riba, 1967). I finalment, un tram de 40 m de potència constituït per calcàries, lutites grises, ocres i rosades, guix primari i algun nivell de gres poc potent corresponent a la Formació calcàries de les Marqueses (Colldeforns *et al.*, 1994c) i nivells sorrenes intercalats corresponents a la Formació gresos de Cogul (Colldeforns *et al.*, 1994c). En aquest darrer tram han aparegut diversos restes de micromamífers en la part més alta de la successió, el nou jaciment rep el nom de Vinaixa 100 (VN en les figures).

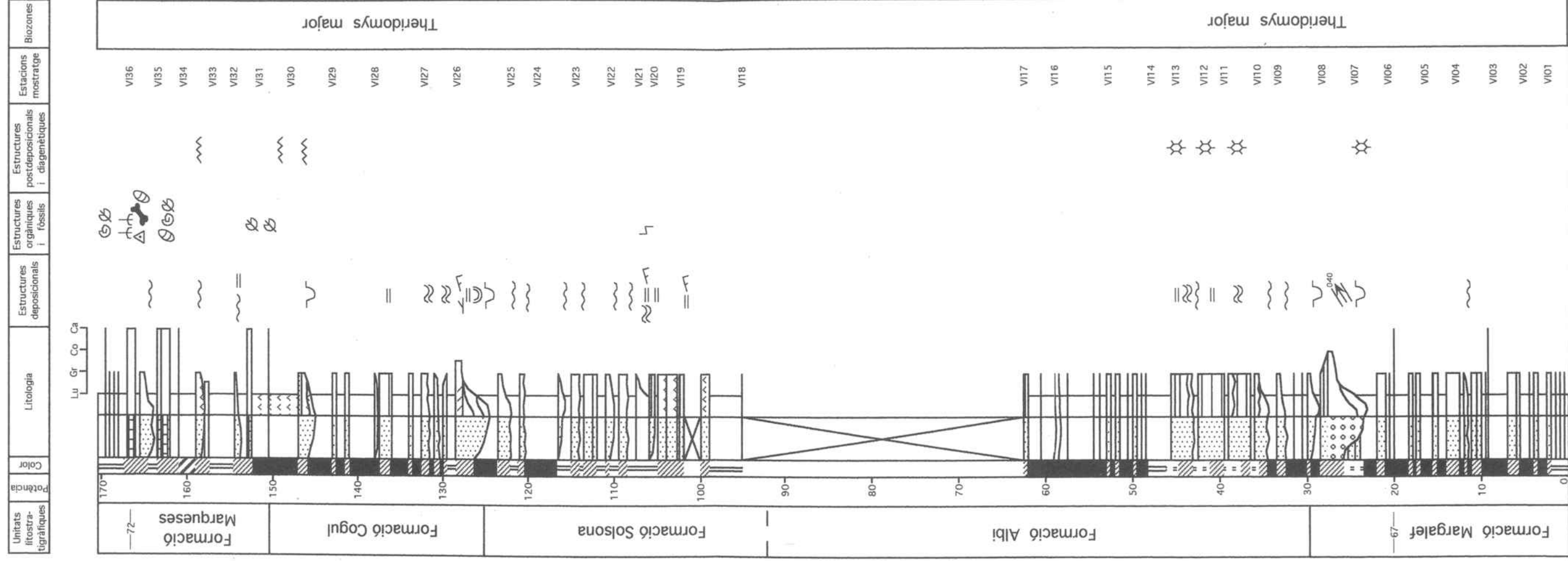


Figura 4.8. Columna estratigràfica de Vinaixa.

4.3.1.4. Successió de Cervià

La secció de Cervià de les Garrigues (Fig. 4.9) s'inicia un km al sud-est de la població i finalitza en un turó proper al Tossal del Marquesos. Concretament comença en el camí que va de Cervià fins a La Pobla de Cèrvoles, enllaçant posteriorment amb la carretera LV-7031 uns 0,3 km abans del poble. Segueix per la mateixa carretera fins a la cruïlla amb la pista que porta a Castellldans, seguim aquesta pista asfaltada durant uns 1,5 km on prenen un camí en direcció nord fins un nivell calcari de referència (n. 78) que es pot resseguir en un altre camí més al sud-est des d'on es pot arribar fins al sostre de la successió, en un turó de cota 665 on hi ha un repetidor de TV. Les coordenades geogràfiques UTM de la secció son 321.900, 4.587.750, 430 (base) i 322.350, 4.591.325, 665 (sostre).

Es tracta d'una successió de 260 m de potència, que es pot dividir en dos trams. Un primer tram detrític, constituït per alternances de conglomerats, gresos grisos a varicolorejats i lutites vermelles a varicolorejades que abarca els primers 105 m de la secció i que correspon a la Fm. Margalef (Colombo, 1980, 1986). Un segon tram d'uns 155 m de potència, constituït per la interdigitació de nivells sorrencs, de lutites vermelles i algun nivell conglomeràtic, corresponent a la Formació gresos del Cogul (Colldeforns *et al.*, 1994c); i per una altra part, nivells de calcàries, calcarenites, gresos i lutites gris-verdoses, d'origen bàsicament lacustre, que constitueixen la Formació calcàries de les Marqueses (Colldeforns *et al.*, 1994c). En aquest segon tram es troba el jaciment del Pla del Pepe (Agustí *et al.*, 1987) i s'han trobat noves restes de micromamífers constituïnt els jaciments anomenats Cervià 1 i Cervià 2 (CE en les figures).

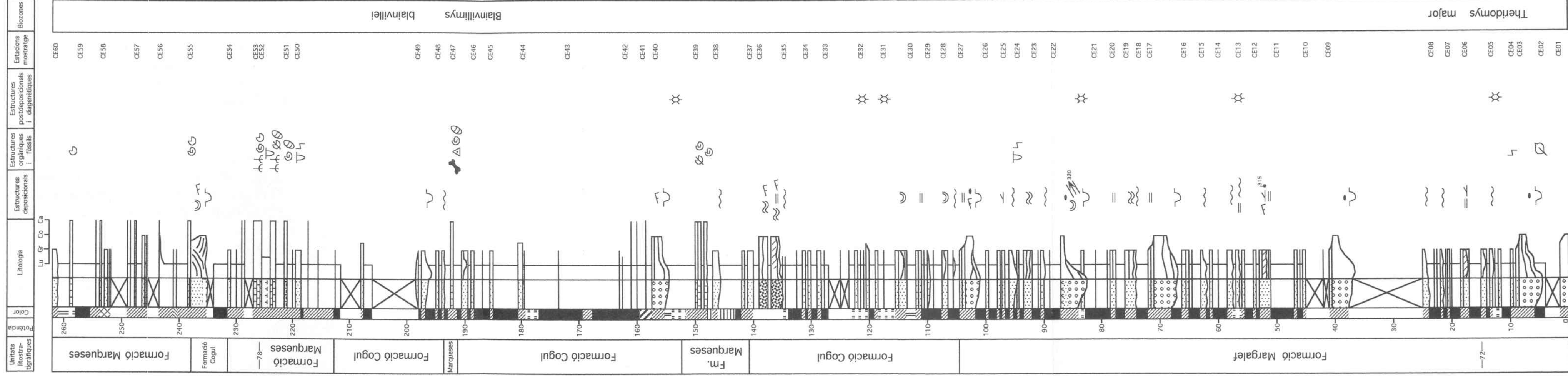


Figura 4.9. Columna estratigràfica de Cervià.

4.3.1.5. Correlació litostratigràfica del sector oriental

Tal i com s'ha mencionat anteriorment, els sis perfils estratigràfics que configuren el sector oriental es poden correlacionar directament mitjançant un seguit de nivells de correlació (Fig. 4.10). Aquests nivells es troben referenciats a la cartografia geològica dels fulls 1/25.000 de Sarral, Montblanc, l'Espluga Calba, l'Espluga de Francolí, Cervià de Les Garrigues i La Pobla de Cèrvoles (SGC, inèdits) o en el treball en curs de Colldeforns (tesi doctoral).

D'aquesta manera la secció de Rocafort enllaça directament amb la secció de Sarral mitjançant el nivell calcari (nivell n. 35, Fig. 4.10) que es troba a sostre (metre 75) de la secció de Rocafort i que apareix en el metre 27 de la secció de Sarral. Per altra banda, la secció de Solivella, que cobreix un interval de la secció de Sarral amb aflorament discontinu, enllaça amb aquesta secció mitjançant un nivell calcari (nivell n. 38, Fig. 4.10) que es troba en el metre 10 de la secció de Solivella i en el metre 165 de la de Sarral i també per un paquet sorrenc (nivell n. 41, Fig. 4.10) que es situa en el metre 110 de la secció de Solivella i en el metre 295 de la de Sarral.

La correlació entre la secció de Sarral i la de Tarrés s'estableix a partir dels nivells de correlació (nivells n. 45, 57 i 60, Fig. 4.10) que apareixen en els metres 335, 520 i 565 de la secció de Sarral i en els metres 15, 145 i 160 de la secció de Tarrés respectivament. D'aquesta manera s'observa una superposició d'uns 220 m entre les dues seccions (Fig. 4.10).

A sostre de la secció de Tarrés (metre 280) apareix un paquet calcari que ha estat utilitzat com nivell de correlació (nivell n. 67, Fig. 4.10) amb la base (metre 20) de la secció de Vinaixa. I en darrer terme, a sostre de la secció de Vinaixa (metre 170) aflora un nivell (nivell n. 72, Fig. 4.10) que permet la correlació amb la base (metre 15) de la secció de Cervià.

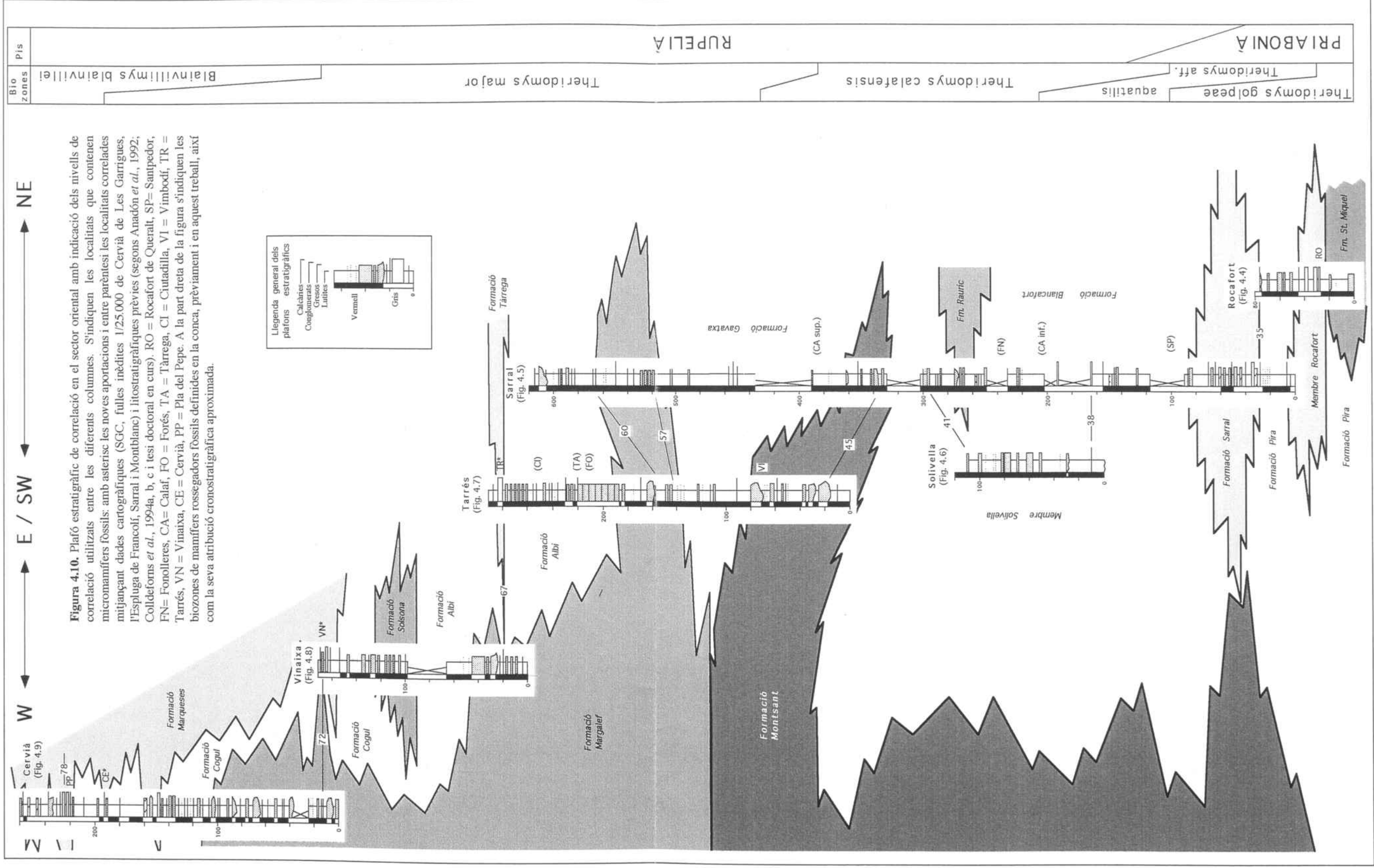


Figura 4.10. Plaó estratigràfic de correlació en el sector oriental amb indicació dels nivells de correlació utilitzats entre les diferents columnes. S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils: amb asterisc les noves aportacions i entre parèntesi les localitats correlacionades mitjançant dades cartogràfiques (SGC, fulles inèdites 1/25.000 de Cervià de Les Garrigues, l'Esplugu de Francolí, Sarral i Montblanc) i litoestratigràfiques prèvies (segons Anadón *et al.*, 1992; Colldeforns *et al.*, 1994a, b, c i tesi doctoral en curs). RO = Rocafort de Queralt, SP= Santpedor, FN= Fonolleres, CA= Calaf, FO = Forés, TA = Tàrraga, CI = Ciutadilla, VI = Vimbof, TR = Tarrés, VN = Vinaixa, CE = Cervià, PP = Pla del Pepe. A la part dreta de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossogadors fòssils definides en la conca, prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostratigràfica aproximada.

4.3.2. Les successions del sector occidental

El sector occidental es situa geogràficament en un triangle amb els vèrtex situats en la Serra del Monsant al nord-est, el sector de Gandesa al sud-oest i el sector de Fraga al nord. En aquest sector s'han aixecat i utilitzat nombrosos perfils estratigràfics per tal d'obtenir una bona correlació litostratigràfica, aquests perfils defineixen una successió d'una potència aproximada d'uns 700 m (Fig. 4.14). En aquest cas els nivells de correlació estratigràfica utilitzats s'han nomenat amb lletres majúscules (A, B, C i D).

4.3.2.1. Successió de Gandesa

La secció de Gandesa (Fig. 4.11) comença un km a l'est de la població, en el polígon del Povet de la Plana, enllaça amb el sector de la carretera N-420 1,5 km abans d'arribar a Gandesa i finalment connecta, mitjançant un nivell de correlació calcari, amb la carretera TV-7231 des del P.K. 0,5 fins al P.K. 6. Les coordenades geogràfiques UTM de la secció són 286.250, 4.548.050, 385 (base) i 283.250, 4.552.900, 450 (sostre).

Aquesta secció té una potència total de 360 m i es pot dividir en dos trams. Un primer tram eminentment terrígen, constituït per alternances de lutites vermelles a ocres i gresos grisos a vermellosos amb petites intercalacions de nivells calcaris, amb una potència aproximada d'uns 240 m. Aquest tram correspon, en la seva base, a les darreres etapes del funcionament del sistema al·luvial de Gandesa-Horta de St. Joan (Cabrera *et al.*, 1985), els materials que corresponen a les parts més distals d'aquest sistema s'han anomenat **Formació lutites de Bot** (antic Membre lutites de Bot de Colombo, 1980, 1986). Interdigitats amb els materials de la Fm. Bot es troba el sistema fluvial de la Formació Caspe (Quirantes, 1978). A la base d'aquest tram es troba el jaciment de Gandesa 1 (Agustí *et al.*, 1985) corresponent a la part més baixa de l'Oligocè superior. A més a més d'aquest jaciment, cal tenir en compte les noves troballes dels jaciments de Gandesa 2a, 2b, 2c, 3 i 4 (GA en les figures). El segon tram comprén uns 120 m amb alternances de calcàries lacustres, lutites grises, ocres i vermelles i gresos grisos a varicolorajats, que correspondrien a l'interdigitació de les expansions dels dipòsits carbonatats del sistema lacustre de Los Monegros (Formació Fatarella de Colombo, 1980, 1986; o Unitat calcàries de Mequinenza de Cabrera, 1983) amb dipòsits de canal i plana d'inundació (Formació Caspe de Quirantes, 1978) del Sistema Guadalopec-Matarranya. En aquest segon tram s'han descobert noves restes de micromamífers en diversos jaciments anomenats Coll d'en Grau 3, 5a, 5b, 6a i 6b (CG en les figures), l'assignació cronostatigràfica dels quals es discuteix en el capítol 5.2.

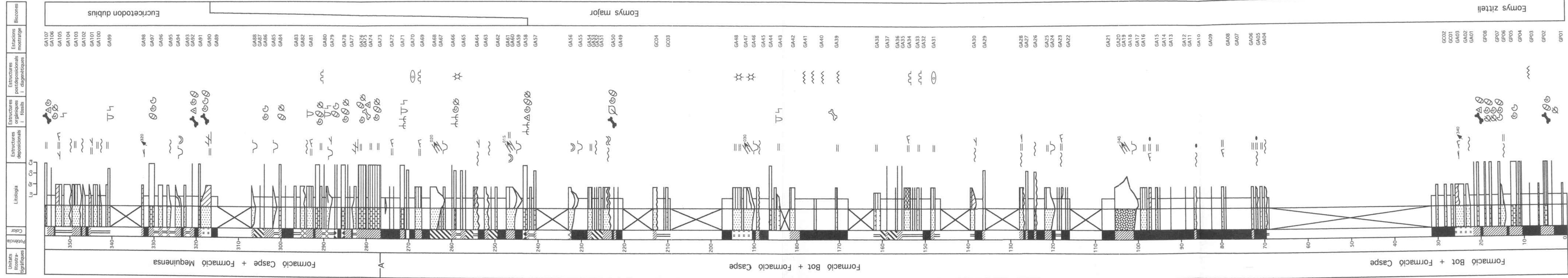


Figura 4.11. Columna estratigrafica de Gandesa.

4.3.2.2. Successió de La Granadella

La secció de La Granadella (Fig. 4.12) discorreix al llarg de la carretera C-233 des d'aproximadament el P.K. 16,5 davant del cementiri de la població de Bovera, fins al P.K. 21,8 i després fins al cim del turó anomenat Granadella (cota 546), aproximadament un km al sud-oest d'aquesta vila. Les seves coordenades geogràfiques UTM són 302.475, 4.578.500, 315 (base) i 304.088, 4.580.296, 546 (sostre).

Aquesta successió té una potència de 215 m. Es tracta d'una secció homogènia constituïda per l'alternança de canals conglomeràtics, gresos grisos a varicolorejats i lutites vermelles i varicolorejades, corresponents a les parts mitges del sistema al·luvial del Montsant. Es troba ubicada dins la Formació Margalef de Colombo (1980, 1986).

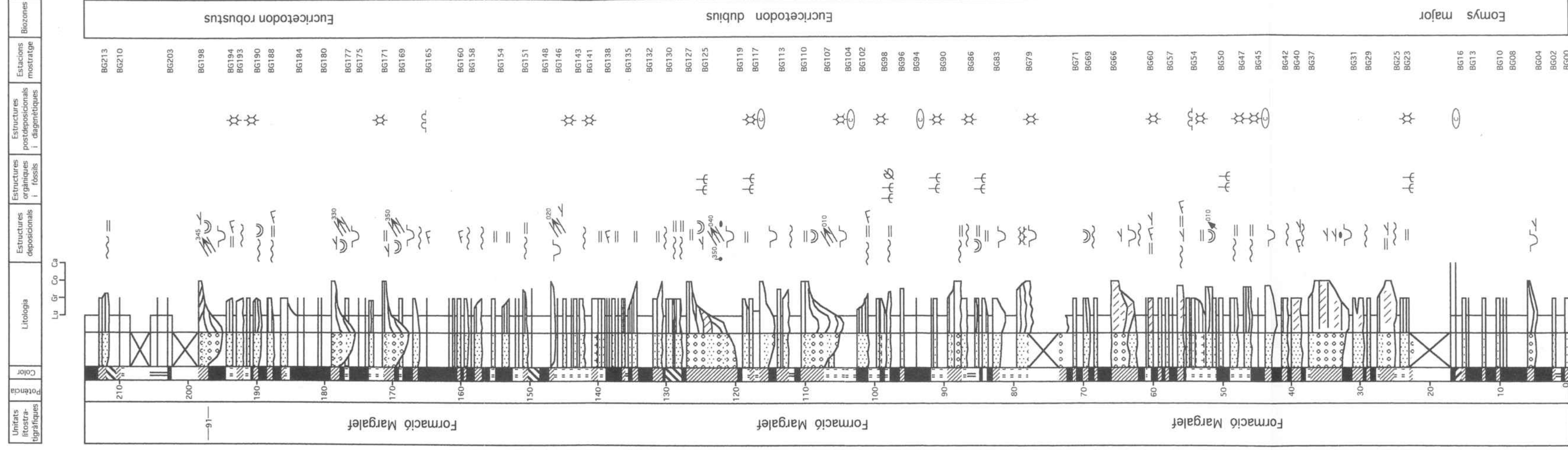


Figura 4.12. Columna estratigràfica de La Granadella.

4.3.2.3. Successió de Torrente de Cinca

La secció de Torrente de Cinca (Fig. 4.13) es va aixecar (Barberà *et al.*, 1994; Agustí *et al.*, 1994) al llarg del talús dret, direcció Saragossa, de l'autopista A-2, en les proximitats de la població de Torrente de Cinca, entre el P.K. 114 i el P.K. 109. Les coordenades geogràfiques UTM d'aquesta secció són 277.350, 4.596.750, 110 (base) i 273.500, 4.594.300, 350 (sostre).

Presenta una potència total de 300 m i es pot dividir en tres trams. Un primer tram d'uns 205 m de potència constituït per alternances de paquets de calcàries, lutites grises, ocres i vermelloses i gresos grisos a vermellosos que correspon a la Formació lutites i calcàries de La Granja d'Escarp (Cabrera, 1983). En aquest primer tram es troben els jaciments de micromamífers de Torrente 4, 7 i 18, atribuïts a la part alta de l'Oligocè superior (Cabrera, 1983; Agustí *et al.*, 1985; Agustí *et al.*, 1994). Un segon tram d'uns 65 m de potència format majoritàriament per lutites vermelles que intercalen nivells de guix primari i paquets carbonàtics, que constitueix la Formació lutites de la Cuesta de Fraga (Cabrera, 1983). Un darrer tram d'uns 30 m, constituït per dos importants paquets de calcàries que intercalen lutites grises i que correspon a la Formació calcàries de Torrente de Cinca (Cabrera, 1983). En aquest tercer tram es troba el jaciment de Torrente 68 (Cabrera, 1983; Agustí *et al.*, 1985; Agustí *et al.*, 1994), ja d'edat miocena inferior (Barberà *et al.*, 1994; Agustí *et al.*, 1994).

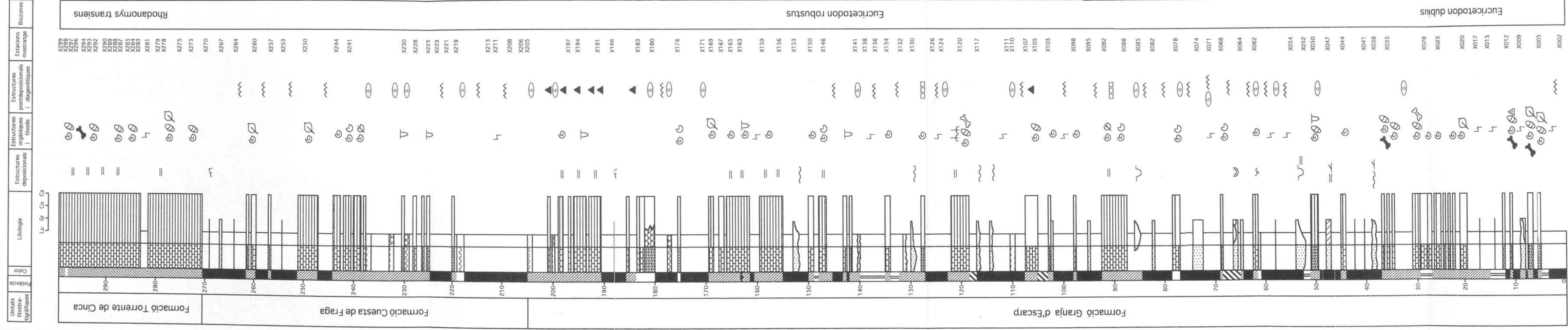


Figura 4.13. Columna estratigràfica de Torrente de Cinca.

4.3.2.4. Correlació litostratigràfica del sector occidental

La secció que s'ha prés com referència inicial del sector occidental és la de Gandesa, ja que és la secció més inferior d'aquest sector on s'ha obtingut la magnetostratigrafia. Al voltant del metre 280 d'aquesta secció es troba un paquet de calcàries que s'ha prés com nivell (nivell A, Fig. 4.14) fotogeològic i cartogràfic de correlació (SGC, fulles inèdites de Gandesa, La Fatarella i Móra d'Ebre), poguent-se traçar, cap a l'est, en la secció de Corbera-Gaeta (metre 385) i fins a la secció de Camposines-Fatarella (metre 445) i cap a l'oest en la secció de Les Cendroses (metre 150).

A partir de la secció de Camposines-Fatarella, es reconeix al llarg de tota la serra de La Fatarella, un tram carbonatat potent i homogeni, que presenta de l'ordre d'uns 140 m de potència. El sostre d'aquest tram (nivell C, Fig. 4.14), dóna una superfície estructural que es pot seguir fotogeològicament i cartogràficament (SGC, fulles inèdites de La Fatarella i La Pobla de Massaluca) i que s'ha utilitzat com nivell de correlació entre les seccions de Camposines-Fatarella, Riba-roja, Ermita del Berrús, El Rouret i La Pobla de Massaluca (Fig. 4.14).

La correlació entre les seccions del sector de La Pobla de Massaluca-Ermita del Berrús i la d'Almatret presenta la dificultat de no ser una correlació directa, ja que en mig es situa la vall del riu Ebre. Tenint en compte el baix cabussament regional i la cota a la que es troba el paquet utilitzat com a correlació en ambdues vessants de la vall, es pot fer una correlació bastant precisa a partir del sostre del paquet calcari més significatiu (nivell B, Fig. 4.14) que, a més a més, dóna un relleu estructural identificable mitjançant cartografia i fotografia aèria (SGC, fulles inèdites de La Pobla de Massaluca i Almatret). Aquesta mateixa unitat carbonatada es pot cartografiar i resseguir des de la secció d'Almatret (metre 230), en la secció de Mina Pilar (metre 240) i fins a la secció de Granja d'Escarp (metre 110) (Fig. 4.14).

L'enllaç entre les seccions de Granja d'Escarp i Mequinensa també es veu dificultat per trobar-se ambdues en ribes oposades de la vall de l'Ebre. En aquests cas el nivell de correlació esdevé el sostre de la Formació Mequinensa que dóna una superfície estructural que es pot reconèixer a nivell regional. En aquest cas pot donar-se un decalatge d'unes decenes de metres en la correlació. Aquesta, es podrà contrastar posteriorment amb les dades magnetostratigràfiques que s'han obtingut.

En la part alta de la secció de Mequinensa, entre els metres 325 i 400, es troba la Formació calcàries de Torrente de Cinca que esdevé un molt bon nivell de correlació regional amb les diferents seccions que es troben cap al nord (nivell D, Fig. 4.14). D'aquesta manera es poden correlacionar, per la base de la citada formació, les seccions de Castell de Mequinensa, Valcuerna, Torrente de Cinca, Fraga, Barranco Ramal, Velilla de Cinca i Ballobar (Fig. 4.14).

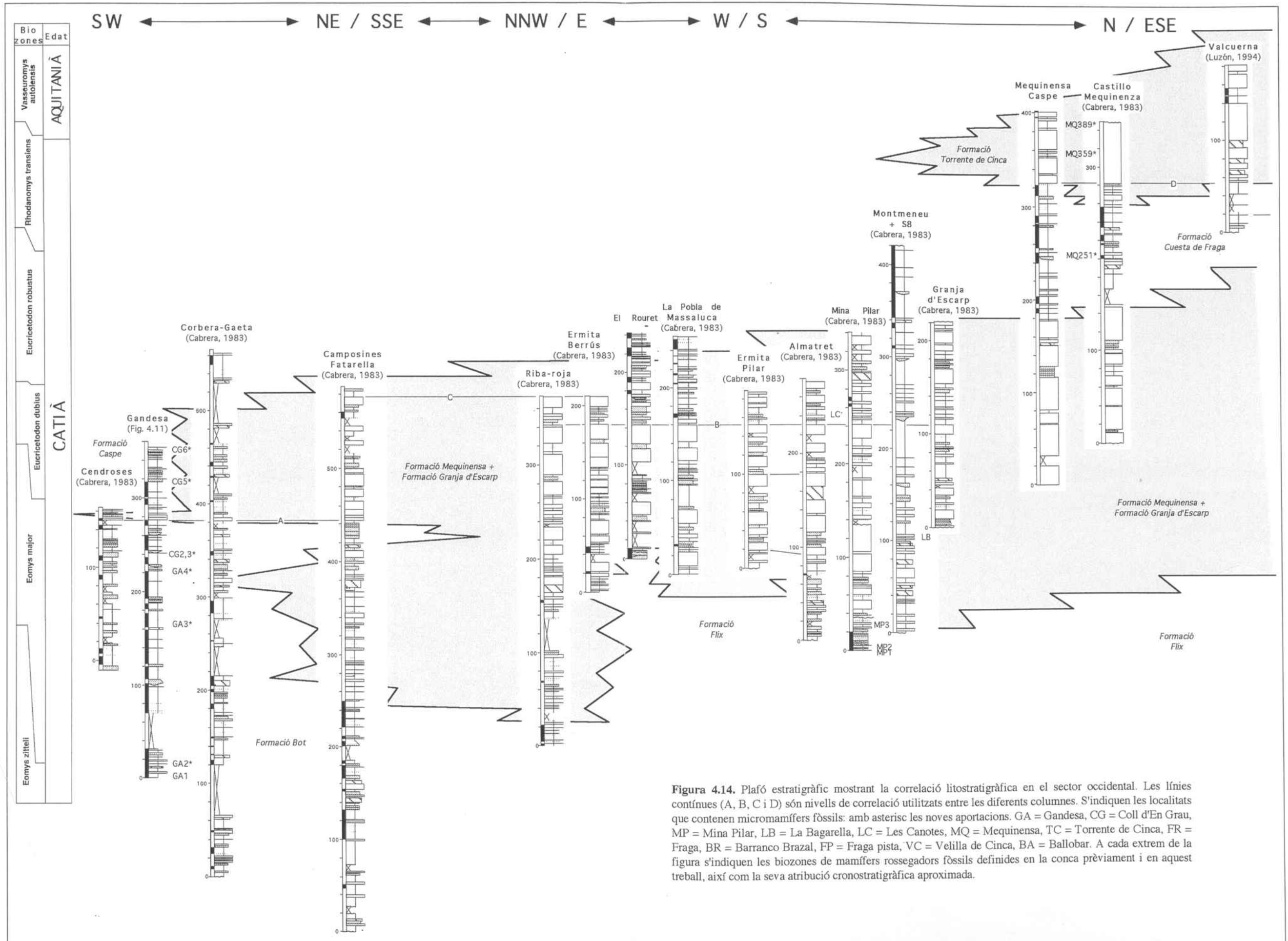
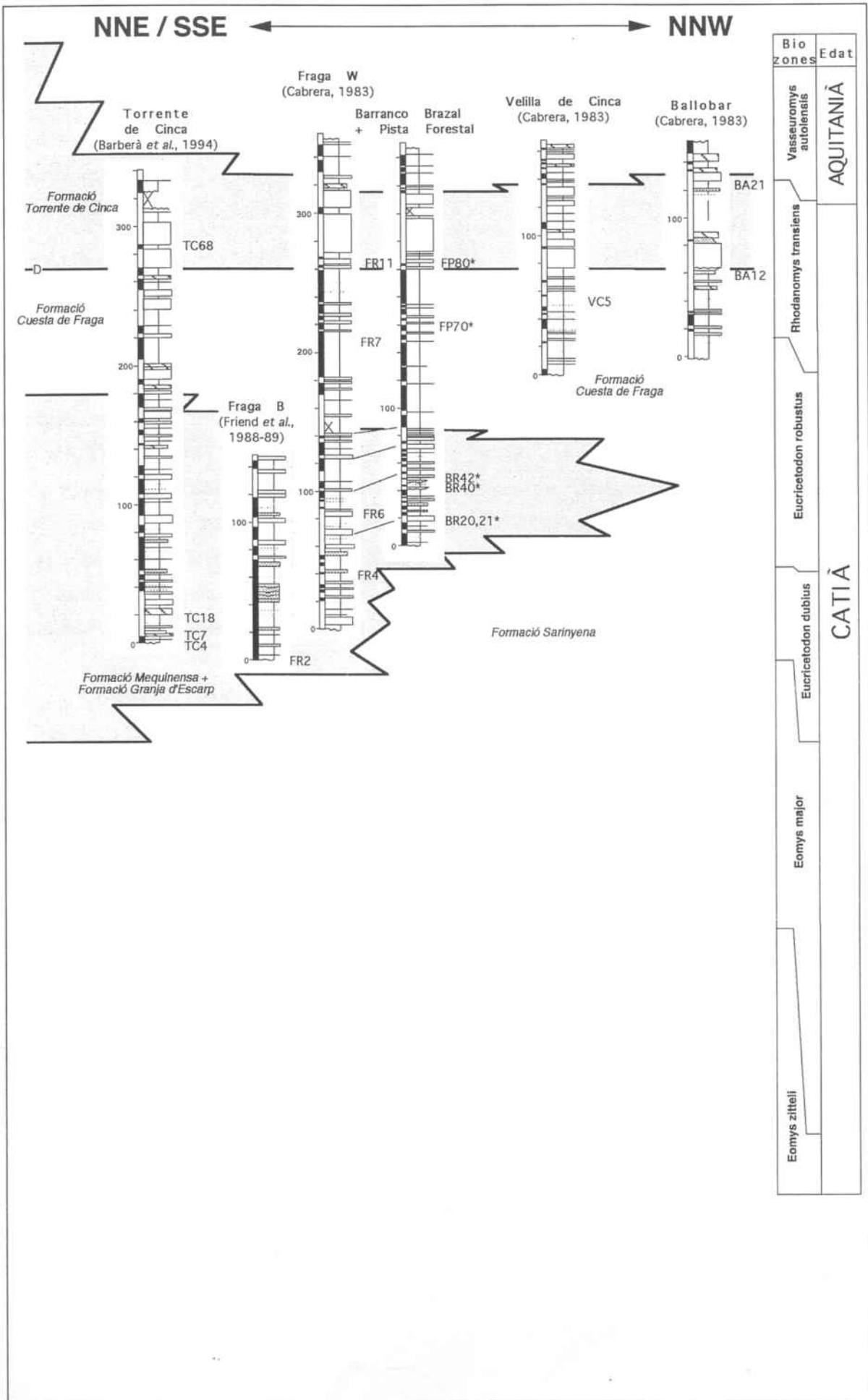


Figura 4.14. Plafó estratigràfic mostrant la correlació litoestratigràfica en el sector occidental. Les línies contínues (A, B, C i D) són nivells de correlació utilitzats entre les diferents columnes. S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils: amb asterisc les noves aportacions. GA = Gadesa, CG = Coll d'En Grau, MP = Mina Pilar, LB = La Bagarella, LC = Les Canotes, MQ = Mequinensa, TC = Torrente de Cinca, FR = Fraga, BR = Barranco Brazal, FP = Fraga pista, VC = Velilla de Cinca, BA = Ballobar. A cada extrem de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossegadors fòssils definides en la conca prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostratigràfica aproximada.



4.3.3. Correlació entre el sector oriental i el sector occidental

L'enllaç entre les successions del sector oriental i del sector occidental es fa mitjançant l'ajut de tres seccions estratigràfiques intermèdies: La Granadella, Castellldans-Maials i Llardecans (Fig. 4.15) de manera que la secció de Castellldans-Maials es correlaciona directament amb la de Cervià i amb la de Mina Pilar.

D'aquesta manera, s'ha partit del nivell de correlació (nivell n. 78, Fig. 4.15) situat en el metre 225 de la secció de Cervià (sector oriental). Mitjançant la cartografia dels mapes 1/25.000 corresponent a les fulles de Cervià de Les Garrigues i Castellldans (SGC, inèdit) i el seguiment en el camp d'aquest mateix nivell, es pot arribar fins als voltants de la població de Castellldans. A partir d'aquí i en direcció sud-oest, cap a les poblacions d'El Cogul, Alcanó, Sarroca, Torrebesses i Llardecans, la sèrie va pujant fins arribar a sostre de la secció al voltant de la població de Maials. Des del nivell de correlació n. 78 fins al sostre de la secció de Castellldans-Maials, que ve constituït per un altre nivell calcari de correlació (nivell n. 88, Fig. 4.15), s'ha mesurat una potència d'uns 320 m. Aquest mateix darrer nivell de correlació (n. 88) es pot reconèixer més cap a l'oest fins arribar a enllaçar amb la secció de Mina Pilar (sector occidental), concretament al voltant del metre 255.

A partir del nivell de correlació del sostre de la secció de Castellldans-Maials, aflorant al sud-est de la població de Llardecans, s'ha aixecat una altra secció (Fig. 4.15), amb una potència total de 80 m, fins trobar el sostre de la secció de La Granadella. En aquesta secció s'ha determinat la magnetostratigrafia per tal de contrastar-la amb la de la secció de Mina Pilar, amb la que es superposa parcialment.

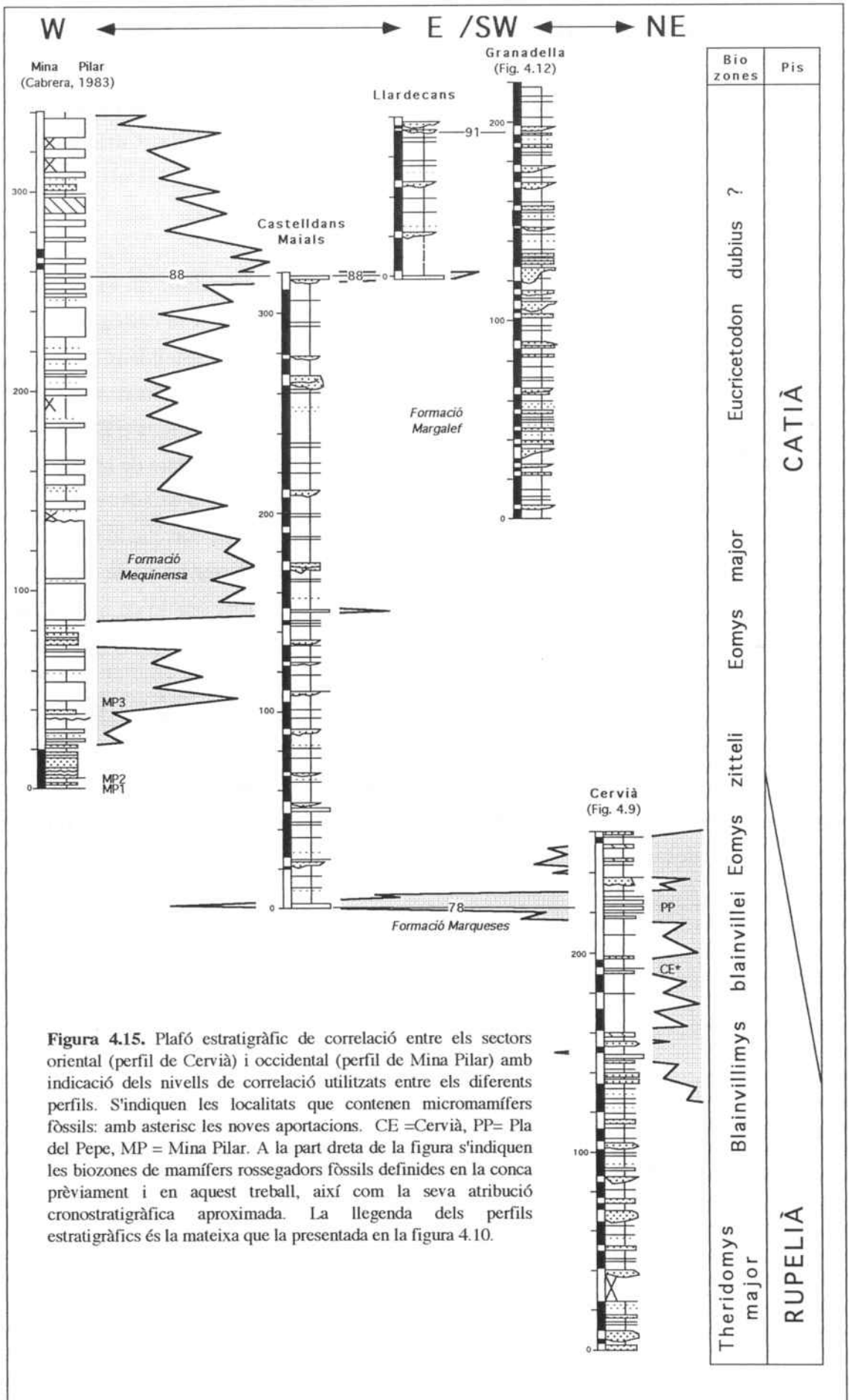


Figura 4.15. Plafó estratigràfic de correlació entre els sectors oriental (perfil de Cervià) i occidental (perfil de Mina Pilar) amb indicació dels nivells de correlació utilitzats entre els diferents perfils. S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils: amb asterisc les noves aportacions. CE =Cervià, PP= Pla del Pepe, MP = Mina Pilar. A la part dreta de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossegadors fòssils definides en la conca prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostratigràfica aproximada. La llegenda dels perfils estratigràfics és la mateixa que la presentada en la figura 4.10.

LÀMINA 1.

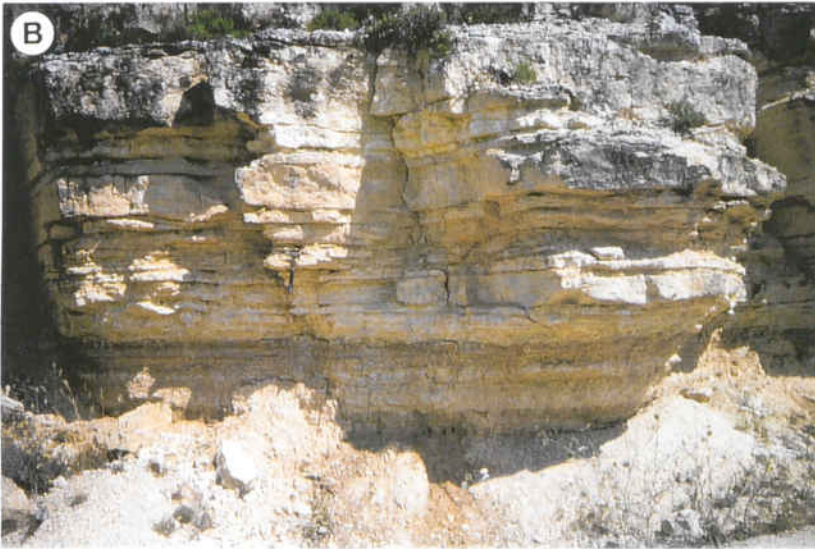
A . Secció de Sarral. Aspecte de l'aflorament de l'antiga pedrera de Sarral on s'observen en la part més inferior les fàcies lacustres, en color blavós i intercalacions de fàcies al.luvials, en tons vermellosos, corresponent tot aquest tram a la Formació Sarral.

B . Secció de Tarrés. Part alta de la secció en el camí de Tarrés a Fullella, on s'observa una seqüència grano i estratocreixent constituïda per lutites vermelloses i gresos grisos que correspon a la Formació Albi. En el terme lutític de la seqüència es localitza, en aquest punt, una estació paleomagnètica.

C . Secció de Vinaixa. Aflorament al llarg de la carretera N-240 en el sector conegut com "Costa de Vinaixa". S'observa l'alternança de cossos sorrencs amb intervals més lutítics. El cos sorrenc inferior caracteritzat per una potència, litologia, arquitectura deposicional i paleocorrents diferents dels cossos superiors, pertany a la Formació Solsona, mentre que la part superior de l'aflorament correspon la Formació Cogul.

D . Secció de Cervià. Interval lacustre de la secció corresponent a la Formació Marqueses on es localitza el jaciment de vertebrats fòssils Cervià-1.

E . Secció de Gandesa. Aflorament al llarg de la carretera entre Gandesa i La Fatarella a l'alçada del kilòmetre 4 . Es pot observar l'alternança entre les fàcies al.luvials distals de la Formació lutites de Bot i les fàcies lacustres marginals de la Formació calcàries de Mequinença.



LÀMINA 2.

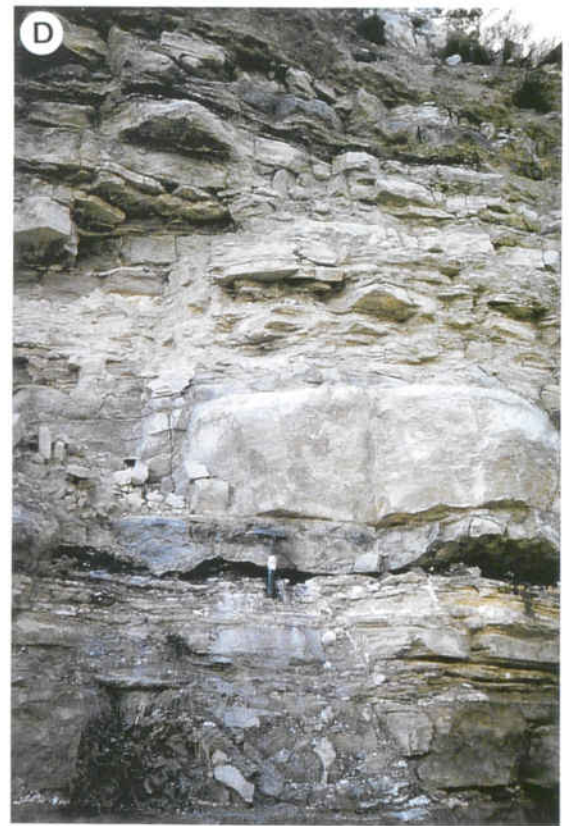
A . Secció de La Granadella. Part superior de la secció a la carretera entre Bobera i La Granadella, caracteritzada per l'alternança de fàcies al·luvials lutítics i sorrenques i l'intercalació de potents cossos conglomeràtics corresponent a la Formació Margalef.

B . Secció de Torrente de Cinca. Aflorament en l'antic traçat de la N-II en la "Costa de Fraga", on es pot veure l'alternança entre potents paquets de calcàries lacustres i intervals lutítics de planes al·luvials distals terminals. La successió que s'observa en la fotografia correspond a una interdigitació entre les Formacions Torrente de Cinca y Lutites de la Costa de Fraga.

C . Secció de Mequinença. Part mitja de la secció, corresponent a la Formació Mequinença, aflorant al llarg de la carretera entre Mequinença i Casp. Aquest interval de la secció es caracteritza per l'alternança de fàcies fluvials representades en aquest cas per lutites vermelles i ocres i cossos sorrencs que presenten estratificació encreuada i fàcies lacustres representades per calcàries i lutites grises.

D . Secció de Mequinença. Part baixa de la secció caracteritzada per l'alternança de fàcies lacustres de la Formació Mequinença, constituïdes per calcàries marronoses, grises o negres més o menys potents, lutites i nivells de carbó com el que es troba a l'alçada del martell.

E . Secció de Torrente de Cinca. Alternança de fàcies lacustres constituïdes per calcàries i lutites grises i fàcies fluvials constituïdes per lutites vermelles. El trànsit entre ambdues fàcies es net, com es pot veure en la part mitja de la fotografia.



5. BIOSTRATIGRAFIA I CRONOSTRATIGRAFIA

Aquest capítol es subdivideix en tres parts ben diferenciades. En primer lloc es fa un breu repàs sobre les subdivisions cronostratigràfics en medis continentals i la possibilitat de correlació entre les escales marines i continentals. A continuació es donen les principals referències bibliogràfiques sobre l'estudi de la biostratigrafia de la Conca de l'Ebre.

En la segona part es presenta l'estat actual de la biostratigrafia en la Conca de l'Ebre tenint en compte les noves aportacions que es fan en aquest treball. Es dóna la relació dels nous jaciments i taxons, i s'exposa una nova proposta de biozonació local per l'Oligocè de la Conca de l'Ebre.

Finalment, s'estableix la cronostratigrafia de les successions estudiades i dels jaciments de mamífers fòssils oligocens de la conca situats entre l'Eocè superior i el Miocè inferior, a la llum de les noves escales cronostratigràfiques publicades.

5.1. BIOSTRATIGRAFIA DE LA CONCA DE L'EBRE

Els sediments que reomplen la Conca de l'Ebre durant el lapse de temps (Eocè superior-Miocè inferior) que abarca aquest treball, són d'origen continental i no es poden correlacionar directament amb successions marines. Això implica que per establir la seva cronostatigrafia no es pot contar amb el suport directe de les escales cronostatigràfiques estàndar, basades en organismes marins.

Quan no existeix una correlació directa amb sediments marins, la cronostatigrafia en materials continentals terciaris esdevé aproximativa i es basa en el registre de la fauna de mamífers i en la utilització d'edats mastològiques i pisos continentals. Existeixen diverses raons per escullir el grup dels mamífers i no un altre per construir les escales cronostatigràfiques continentals del Terciari: 1) en primer lloc, pels elevats nivells d'especiació i diversificació taxonòmiques de determinats grups, especialment els rosegadors, afavorida per una elevada taxa de reproducció; 2) per la seva alta potencialitat de dispersió que permet la correlació a grans distàncies i 3) per la sensibilitat climàtica que presenten determinats taxons, el que permet un anàlisi de les distribucions paleogeogràfiques utilitzables per interpretar determinats canvis climàtics.

Malgrat aquests avantatges *a priori*, existeixen diversos problemes a l'hora d'intentar establir una biozonació basada en els mamífers. Aquests problemes sorgeixen com a conseqüència del propi ambient sedimentari on es desenvolupa l'activitat d'aquesta fauna. Les condicions bàsicament oxidants dels medis subaeris s'oposen a la bona conservació de les restes orgàniques, quedant esporàdicament les restes més resistents com els òssos i les dents (és a partir de les restes dentàries que, fonamentalment, es construeixen les línies evolutives dels diferents taxons). A més a més, els jaciments es troben generalment confinats en dipòsits lenticulars sense continuïtat lateral, amb una distribució vertical molt dispersa com a conseqüència de la manca de litologies favorables i, majoritàriament, el nombre d'individus que integren els jaciments és relativament escàs, encara que en poblacions de micromamífers i amb un mostreig intensiu es possible arribar a obtenir quantitats importants de material.

Existeixen diversos tipus d'unitats temporals que s'utilitzen en la cronostatigrafia de sediments continentals: nivells de referència mastològics o *niveaux de repère* (Thaler, 1962, 1966; Hartenberger, 1969; Aguilar, 1982), edats mastològiques (Fahlbusch, 1976), pisos mastològics (Mein, 1975) i zones mastològiques (Fahlbusch, 1976). La subdivisió del Terciari continental es basa en la definició de biocronozones mastològiques denominades MN (Mammal Neogene) pel Neògen i MP (Mammal Paleogene) pel Paleògen, tenint una àmplia acceptació entre els investigadors. Aquesta subdivisió va sorgir en el *International Symposium on Mammal Stratigraphy of the European Tertiary* celebrat a Munich al 1975 i els seus resultats van ser

publicats per Fahlbusch (1976). Pel que es refereix al Paleògen, aquesta primera subdivisió va ser posteriorment modificada en el *International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleogeology of the European Paleogene* celebrat a Mainz al 1987 i els resultats publicats per Schmidt-Kittler (1987). Un dels principals problemes que planteja la definició de les unitats mastològiques és l'imprecisió en la definició dels seus límits com a conseqüència del registre discontinu dels jaciments.

Si ens hem de referir a la biozonació mitjançant micromamífers del Terciari de les conques continentals europees, cal diferenciar dues línies d'investigació amb concepcions clarament diferenciades. En primer lloc tenim l'escola de les universitats franceses de Montpeller i Lió, encapçalades pels treballs de Thaler (1962, 1966) que tendeixen a la definició de nivells de referència (*niveaux repère*), realitzada amb un criteri quasi estrictament biocronològic (Hartenberger, 1969; Vianey-Liaud, 1979). Alguns d'aquests nivells van ser definits en base a faunes trobades en reompliments càrstics. La segona línia d'investigació oberta en els anys seixanta pels investigadors holandesos de Bruijn i Freudenthal és seguida per les universitats holandeses, suïses i ibèriques principalment. Aquests grups d'investigadors defensen que l'establiment de les subdivisions mastològiques cal construir-les a partir de l'estudi sistemàtic d'associacions paleomastològiques on la posició estratigràfica d'aquestes, estigui perfectament coneguda dins una successió sedimentària continua, amb un marc litostratigràfic de referència i en un mateixa conca. Aquesta segona línia d'investigació és més propera a la proposada per la Guia Estratigràfica Internacional.

Un cop establertes les subdivisions paleomastològiques cal correlacionar-les amb l'escala estàndar. Davant de la freqüent impossibilitat d'una correlació directa amb successions marines, les unitats mastològiques son calibrables mitjançant mètodes de datació absoluta com ara l'establiment d'escals magnetostratigràfiques (Tauxe *et al.*, 1985; Sen, 1990; Opdyke, 1990; Burbank *et al.*, 1992a; Barberà *et al.*, 1994; Agustí *et al.*, 1994, 1997; Garcés *et al.*, 1996c).

5.1.1. Antecedents. Les primeres descobertes.

A mitjans del segle passat, Aránzazu (1860) fa, de manera casual, la primera descoberta de fòssils, concretament un rinoceront, de tota la Conca de l'Ebre. Però no fou fins a finals del mateix segle que Bofill (1897) i Deperet (1898) fan nous descobriments de mamífers fòssils, en aquest cas, en el sector de Calaf. No gaire més tard, Deperet (1906) descobreix un altre jaciment clàssic, el jaciment de Tàrrega.

El descobriment de nous jaciments avançà molt lentament a principis de segle. Es donen diverses troballes de manera dispersa com ara macròfits (Depape y Bataller, 1931; Bataller y

Depape, 1950), rèptils (Sampelayo y Bataller, 1944) i més restes de mamífers (Ferrando, 1922; Truyols y Crusafont, 1961; Crusafont et Truyols, 1964; Crusafont *et al.*, 1971; Golpe, 1971).

No és però fins a la dècada dels vuitanta que es dona l'impuls definitiu per un coneixement sistemàtic de la biostratigrafia de la Conca de l'Ebre, gràcies als equips de recerca de la Universitat de Barcelona, de l'Institut de Paleontologia de Sabadell i de la Universitat de Saragossa. D'aquesta manera s'ha passat de 18 al final dels anys 70 (Cuenca *et al.*, 1992) fins a més d'un centenar de localitats, de molt variada importància però, a l'actualitat.

5.1.4. Biozonació per micromamífers

El primer assaig per construir una biozonació mitjançant rossegadors en l'Oligocè-Miocè de la Conca de l'Ebre va ser dut a terme per Agustí *et al.* (1985). Aquests autors, a partir d'una vintena de nous jaciments situats en un marc litostratigràfic ben definit (Cabrera, 1983), proposen una primera biozonació entre la base de l'Oligocè superior i el Miocè inferior basant-se en l'evolució dels Eòmids, complementats per Cricètids i Teridòmids. Aquesta línia d'investigació s'ha anat seguint fins a l'actualitat i a mesura que s'anaven fent noves descobertes s'anava complementant la biozonació des de l'Eocè superior fins al Miocè inferior (Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1987, 1988).

Un dels principals problemes que presentava aquesta biozonació, apart del baix però creixent nombre de jaciments, era la correlació amb les escales europees i sobretot no disposar de datacions absolutes que permetessin una correlació amb les escales estàndar de referència. Aquest problema es va començar a abordar mitjançant la magnetostatigrafia de la secció de Torrente de Cinca (Barberà *et al.*, 1994; Agustí *et al.*, 1994) i s'ha millorat en la present memòria i amb altres treballs en curs.

5.2. ESTAT ACTUAL DE LES NOVES APORTACIONS

En els darrers anys i gràcies a la col·laboració entre els membres de l'àrea d'Estratigrafia del Departament d'Estratigrafia i Paleontologia de la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona i l'Institut de Paleontologia "Miquel Crusafont" de Sabadell, ha estat possible el descobriment d'un bon nombre de nous jaciments de micromamífers que mostren un interès cronostatigràfic significatiu ja que han permès refinar la biozonació de l'Oligocè i del Miocè inferior de la Conca de l'Ebre.

5.2.1. Biozonació local

En el sector oriental de la zona d'estudi, que correspon aproximadament a l'Eocè superior i a l'Oligocè inferior, s'han descobert nous jaciments com els de Vimbodí (Colombo *et al.*, 1995), Tarrés, Vinaixa o Cervià, mentre que en el sector occidental, corresponent a l'Oligocè superior i Miocè inferior, com a conseqüència d'una recerca més intensiva, el nombre de localitats és més elevada: Gandesa (3 localitats), Coll d'en Grau (3 localitats), Barranco Brazal (4 localitats), Fraga Pista (2 localitats), Mequinensa (3 localitats), Costa dels Codissos.

5.2.1.1. Relació de taxons

L'estudi sistemàtic i la determinació de les diferents associacions trobades en les noves localitats han estat realitzats pel Dr. Jordi Agustí de l'Institut de Paleontologia de Sabadell. Pels taxons de les localitats prèviament conegudes es pot consultar la bibliografia corresponent (Agustí *et al.*, 1985, 1987, 1988, 1994; Anadón *et al.*, 1987; Colombo *et al.*, 1995). La relació de les noves localitats i els taxons determinats corresponents són:

Tarrés 100: *Theridomys major*, *Atavocricetodon atavus*, *Pseudocricetodon montalbanensis*.

Vinaixa 100: *Pseudoltinomys aff. major*, *Gliravus* sp.

Cervià 1: *Blainvillimyscf. blainvillei*, *Allocricetodon incertus*, *Pseudocricetodon* sp., *Theridomys* sp.

Cervià 2a: *Blainvillimys* cf. *blainvillei*.

Gandesa 2a: *Issiodoromys aff. pauffiensis*.

Gandesa 2b: *Issiodoromys aff. pauffiensis*.

Gandesa 2c: *Issiodoromys aff. pauffiensis*.

Gandesa 3: *Allocricetodon incertus*, *Eomys zitteli*.

Gandesa 4: *Eomys major*, *Allocricetodon incertus*, *Pseudocricetodon thaleri*, *Issiodoromys* sp.

Coll d'en Grau 3: *Allocricetodon incertus*.

Coll d'en Grau 5a: *Pseudocricetodon aff. montalbanensis*, *Eucricetodon* cf. *dubius*, *Plesiosminthus promyarion*, *Microdyromys praemurinus*.

Coll d'en Grau 5b: *Eucricetodon* cf. *dubius*, *Pseudocricetodon thaleri*, *Plesiosminthus promyarion*, *Eomys ebnatensis*.

Coll d'en Grau 6a: *Eomys* aff. *ebnatensis*, Cricetidae indet.

Coll d'en Grau 6b: *Eomys ebnatensis*.

Costa dels Codissos 2: *Eomys* aff. *ebnatensis*, *Allocricetodon incertus*, *Eucricetodon* sp., *Gliravus* sp.

Barranco Brazal 20: *Cincamyarion* sp.

Barranco Brazal 21: *Cincamyarion* sp., *Allocricetodon incertus*, *Eomys ebnatensis* .

Barranco Brazal 40: *Microdyromys* sp., Cricetidae indet.

Barranco Brazal 42: *Allocricetodon incertus*, *Microdyromys praemurinus*, *Eomys ebnatensis* .

Mequinensa 251: *Allocricetodon incertus* , *Gliravus* sp.

Mequinensa 359: *Miodyromys hugueneyae*, *Rhodanomys transiens*.

Mequinensa 389: *Rhodanomys transiens*.

Fraga Pista 70: *Rhodanomys transiens*, *Miodyromys hugueneyae*.

Fraga Pista 80: *Rhodanomys hugueneyae* , *Miodyromys hugueneyae*.

La posició estratigràfica d'aquests jaciments es troba en la figura 4.10 pels jaciments de Tarrés, Vinaixa i Cervià, i en la figura 4.14 pels restants. La distribució que es coneix actualment dels taxons abans enumerats i dels que formen part d'altres localitats anteriorment descobertes s'especifiquen en la figura 5.1.

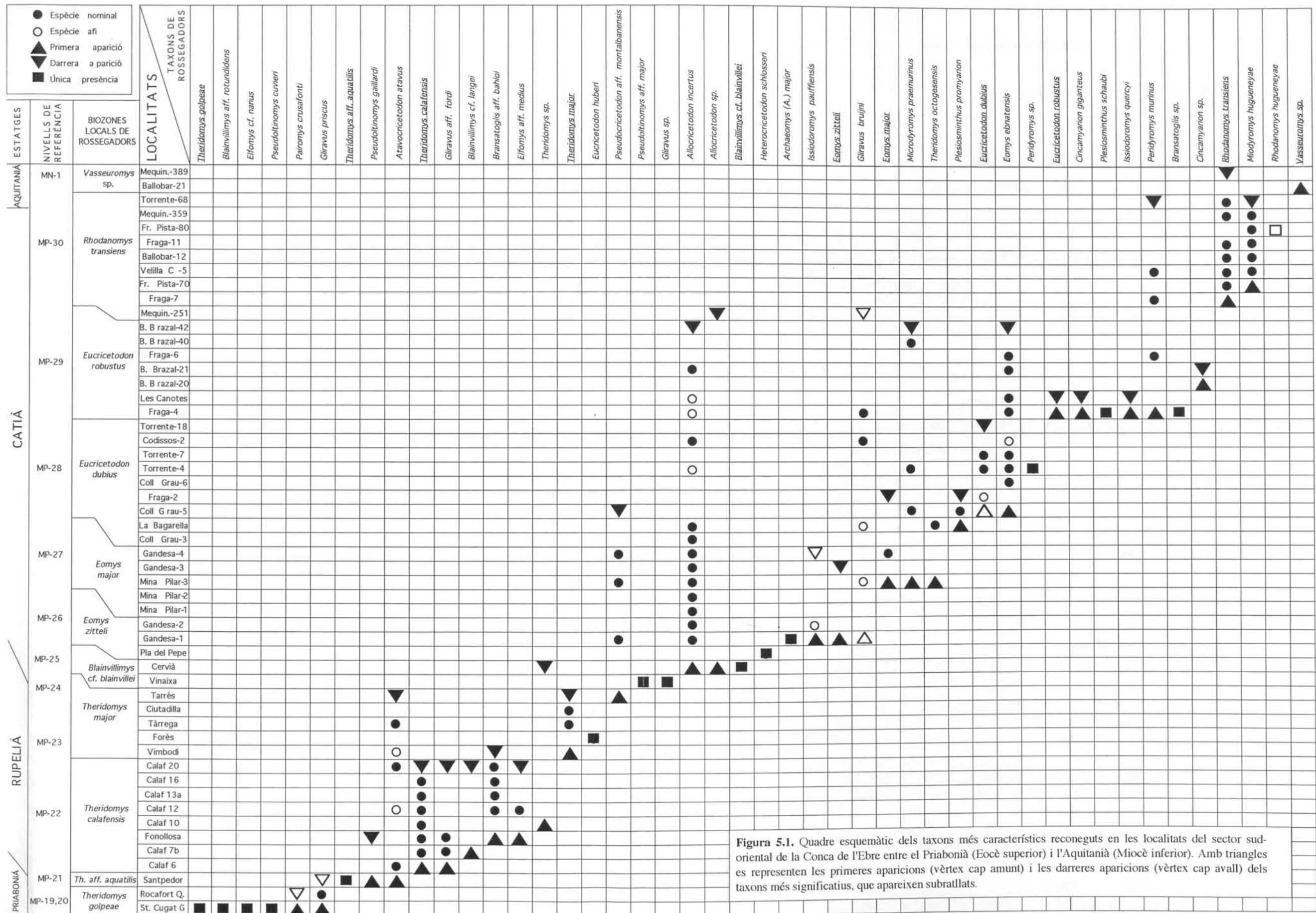


Figura 5.1. Quadre esquemàtic dels taxons més característics reconeguts en les localitats del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre entre el Priabonià (Eocè superior) i l'Aquitanià (Miocè inferior). Amb triangles es representen les primeres aparicions (vèrtex cap amunt) i les darreres aparicions (vèrtex cap avall) dels taxons més significatius, que apareixen subratllats.

5.2.1.2. Biozones

Les biozones definides en la Conca de l'Ebre es basen en els canvis observats en les associacions dels grups de rosegadors dels Teridòmids, Eòmids i Cricètids (Agustí *et al.*, 1985, 1987, 1988, 1994). Amb les noves localitats descobertes, ha estat possible la constricció dels límits d'algunes de les biozones definides anteriorment a aquest treball (cas p. ex. de la biozona de *Theridomys major*) i la definició de noves biozones en base a l'aparició o revisió de nous taxons. Per ordre cronològic, començant per la més inferior, les biozones i les principals localitats característiques (incloent una relació dels taxons més característics presents) són les següents:

Biozona de *Theridomys golpeae* (Agustí *et al.*, 1987) (Eocè superior, biocronozona MP-19, 20)

Aquesta biozona ve definida per la coexistència de *Theridomys golpeae* i *Pairomys crusafonti*. La localitat tipus és Sant Cugat de Gavadons (Collsuspina), que presenta la següent associació faunística: *Theridomys golpeae*, *Pseudoltinomys cuvieri*, *Pairomys crusafonti*, *Elfomys* cf. *nanus*, *Gliravus priscus*, *Blainvillimys* aff. *rotundidens*, *Saturninia* cf. *tobieni*, *Peratherium* sp., *Pseudoloris reguanti*, *Necrolemur* sp., *Microchoerus ornatus*, *Moiachoerus simpsoni*, *Dichodon* cf. *frohnstettense* i *Dichodon cervinum* (Hartenberger, 1973; Gibert y Agustí, 1979). En la zona d'estudi es troba representada per una única localitat (Rocafort de Queralt), amb l'associació faunística constituïda pels rosegadors *Pairomys* aff. *crusafonti* i *Gliravus priscus* i el quiròpter *Cuvierimops* sp. (Anadón *et al.*, 1987).

Biozona de *Theridomys* aff. *aquatilis* (Agustí *et al.*, 1987) (Oligocè inferior, biocronozona MP-21)

Biozona definida en base a la presència de *Theridomys* aff. *aquatilis*. La única localitat i al mateix temps la localitat tipus d'aquesta biozona és Santpedor (Massachs *et al.*, 1954; Sáez, 1987; Arbiol y Sáez, 1988) que conté l'associació faunística constituïda per *Theridomys* aff. *aquatilis*, *Gliravus* aff. *priscus*, *Pseudoltinomys gaillardi*, *Atavocricetodon atavus*, *Paleotherium* sp., *Plagiolophus* sp. i Anoplotheridae indet. (Agustí *et al.*, 1987).

Biozona de *Theridomys calafensis* (Agustí *et al.*, 1987) (Oligocè inferior, biocronozona MP-22)

Aquesta biozona ve definida per la presència de *Theridomys calafensis*, definit a la localitat clàssica de Calaf, que conté diferents nivells amb fauna. Calaf 20 és la localitat tipus i conté la següent associació de taxons: *Theridomys calafensis*, *Blainvillimys langei*, *Elfomys*

medius, *Eucricetodon atavus*, *Gliravus fordi* i *Bransatoglis* sp. (Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1987). Altres nivells de la secció de Calaf que també presenten fauna de mamífers i pertanyen a aquesta biozona són: Calaf 1, 6, 7b, 9, 10, 12, 13a, 16 i 20 (Sáez, 1987). A més a més també s'inclouen en aquesta biozona les localitats de Fonollosa, Sta. Coloma de Queralt (Pontils 2030) i Porquerisses (JP-24) (Sáez, 1987).

Biozona de *Theridomys major* (Agustí *et al.*, 1987) (Oligocè inferior, biocronozona MP-23, 24)

La localitat tipus d'aquesta biozona és el jaciment clàssic de Tàrraga (Deperet, 1906; Truyols y Crusafont, 1961) que conté la següent associació: *Theridomys major*, *Atavocricetodon atavus*, *Amphicyon* sp., *Elomeryx cluai*, *Plesictis filholi*, *Caenotherim gracile*, *Amphiperatherium minutum* i Nyctitheriidae indet. (Agustí *et al.*, 1987). A més a més en aquesta biozona es troben altres jaciments com Forés (Agustí *et al.*, 1987), Ciutadilla (Agustí *et al.*, 1987), Vimbodí (Colombo *et al.*, 1995), Tarrés i Vinaixa.

Biozona de *Blainvillimys blainvillei* (Oligocè inferior-Oligocè superior, biocronozona MP-25)

Es tracta d'una biozona de nova definició en la Conca de l'Ebre que es troba representada per la localitat tipus de Cervià. La seva fauna ve constituïda per *Blainvillimys* cf. *blainvillei*, *Allocricetodon incertus*, *Pseudocricetodon* sp. i *Theridomys* sp. Aquesta fauna es considera equivalent a la que apareix en el jaciment de Can Quaranta en la conca de Campins i queda definida per l'aparició de *Blainvillimys* cf. *blainvillei*.

Biozona de *Eomys zitteli* (Agustí *et al.*, 1985) (Oligocè superior, biocronozona MP-26)

Aquesta biozona es caracteritza per l'entrada de l'Eòmid *Eomys zitteli* que coexisteix amb *Issiodoromys pauffiensis*. La localitat tipus d'aquesta biozona és Gandesa 1, que conté la següent associació de fauna: *Archaeomys major*, *Issiodoromys pauffiensis*, *Eomys zitteli*, *Allocricetodon incertus*, *Pseudocricetodon montalbanensis* i *Gliravus* aff. *bruijni* (Agustí *et al.*, 1985, 1988). També quedarien incloses en aquesta biozona les noves localitats de Gandesa 2a, 2b i 2c.

Biozona de *Eomys major* (Agustí *et al.*, 1985) (Oligocè superior, biocronozona MP-27)

En altres localitats amb una posició estratigràfica suprajacent a les localitats de Gandesa

1 i 2, *Eomys zitteli* és reemplaçat per una espècie de major talla: *Eomys major*, encara que aquest primer Eòmid continua apareixen en alguna localitat (Gandesa 3) per sobre de la primera aparició de *E. major* (Mina Pilar 3). La localitat tipus d'aquesta biozona és Mina Pilar 3, que conté la següent associació faunística: *Eomys major*, *Pseudocricetodon montalbanensis*, *Allocricetodon incertus*, *Gliravus* aff. *bruijni*, *Microdyromys praemurinus* i *Theridomys octogesensis* (Agustí *et al.*, 1985, 1988). També pertanyen a aquesta biozona les localitats de La Bagarella (Agustí *et al.*, 1985, 1988), Mina Pilar 1 i 2 (Agustí *et al.*, 1985, 1988), Gandesa 3 i 4 i Coll d'en Grau 3.

Biozona de *Eucricetodon dubius* (Agustí *et al.*, 1994) (Oligocè superior, biocronozona MP-28)

Aquesta biozona ve definida per l'entrada del Cricètid *Eucricetodon dubius*, que es registra en totes les seqüències de mamífers d'Europa (Engesser & Mayo, 1987) i per la primera aparició de l'Eòmid *Eomys ebnatensis*. També es caracteritza per la persistència de *Microdyromys praemurinus* i *Allocricetodon* aff. *incertus*. La localitat tipus en la Conca de l'Ebre és Torrente de Cinca 4, que presenta l'associació de fauna formada per *Pseudocricetodon* sp., *Microdyromys praemurinus*, *Peridyromys* sp., *Eucricetodon dubius*, *Allocricetodon* aff. *incertus* i *Eomys ebnatensis* (Agustí *et al.*, 1994) Altres localitats pertanyents a la mateixa biozona són Fraga 2, Torrente de Cinca 7 i 18 (Agustí *et al.*, 1994), Coll d'en Grau 5a, 5b, 6a i 6b i Costa dels Codissos 2.

Biozona de *Eucricetodon robustus* (Agustí *et al.*, 1994) (Oligocè superior, biocronozona MP-29)

L'entrada d'un nou Cricètid, *Eucricetodon robustus*, que substitueix a *E. dubius*, i la presència de *Eomys ebnatensis* i *Allocricetodon* aff. *incertus*, ens defineix aquesta biozona. També apareix un nou gènere de cricètid: *Cincamyarion giganteus*. Ve representada per la localitat tipus de Fraga 4, que conté els taxons *Allocricetodon* aff. *incertus*, *Eomys ebnatensis*, *Bransatoglis* sp., *Eucricetodon robustus*, *Cincamyarion giganteus*, *Plesiosminthus schaubi*, *Gliravus bruijni*, *Issiodoromys quercyi* i *Peridyromys murinus* (Agustí *et al.*, 1994). Aquesta biozona també es troba representada en les localitats de Fraga 6 (Agustí *et al.*, 1994), Les Canotes (Agustí *et al.*, 1994), Barranco Brazal 20, 21, 40 i 42 i Mequinensa 251.

Biozona de *Rhodanomys transiens* (Agustí *et al.*, 1994) (Oligocè superior-Miocè inferior, biocronozona MP-30)

Aquesta biozona definida en base a la substitució de *E. ebnatensis* per *Rhodanomys transiens* coexistent amb el glírid *Miodyromys hugueneyae*, té Fraga 7 com a localitat tipus.

Aquesta localitat es caracteritza per la presència de *Rhodanomys transiens* i *Peridyromys murinus* (Agustí *et al.*, 1994). Altres localitats pertanyents a aquesta biozona són Fraga 11 (Agustí *et al.*, 1994), Ballobar 12 (Agustí *et al.*, 1994), Velilla de Cinca 5 (Agustí *et al.*, 1994), Torrente de Cinca 68 (Agustí *et al.*, 1994), Mequinensa 359 i Fraga Pista 70 i 80.

Biozona de *Vasseuromys* sp. A (Agustí *et al.*, 1994) (Miocè inferior, biocronozona MN-1)

L'aparició de *Vasseuromys* sp. A defineix el límit inferior d'aquesta biozona, que té la localitat de Santa Cilia com localitat tipus. Dins d'aquesta localitat es reconeixen: *Peridyromys murinus*, *Vasseuromys rugosus*, *Vasseuromys priscus*, *Pseudodryomys ibericus*, *Armantomys bijmai*, *Rhodanomys oscensis*, *Heteroxerus paulhiacensis*, *Palaeosciurus feignouxii*, *Steneofiber castorinus*, *Palaeomys dehmi*, Castoridae indet., *Titanomys viseenoviensis*, *Piezodus* cf. *tomerdingensis*, *Caenotherium laticurvatum* i *Amphitragulus* (Agustí *et al.*, 1985; Cuenca *et al.*, 1992). Altres localitats d'aquesta biozona són Ballobar 21 (Agustí *et al.*, 1994) i Mequinensa 389.

Aquesta biozonació establerta per la Conca de l'Ebre es pot correlacionar (figures 5.1 i 5.2) amb les biocronozones paleomastològiques de referència (Schmidt-Kitler, 1987), especialment pel que fa a l'Oligocè superior, on el registre és més complert. Aquest fet ha donat peu a la proposta de definició d'un nou estatge mastològic per la part més superior de l'Oligocè superior que es va anomenar **Octogesjà** (Agustí *et al.*, 1988, 1997; Barberà *et al.*, 1997, veure capítol 8.4.2) que correspon al nom romà de Mequinensa. Amb les noves localitats descobertes i amb altres que es puguin prospectar, així com amb el suport de la magnetostratigrafia establerta, l'establiment de nous estatsges mastològics definits en la Conca de l'Ebre pot esdevenir un fet en un futur pròxim donades les grans possibilitats que ofereix aquesta conca.

Cronostratigrafia				Fahlbusch, 1976			Schmidt-Kittler, 1987		Aquest treball (Agustí <i>et al.</i> , en curs)		
MIOCÈ	Inferior	Aquitania	Localitats referència	Edats mastològiques	Pisos i superpisos		Biocronozones mastològiques i localitats referència	Edats mastològiques	Biozones locals de la Conca de l'Ebre	Edats mastològiques	
			OLIGOCE	Superior	Catià	Paulhiac	Agenià	Agenià		MN1	Agenià
Coderet	Arvenià	Arvenià				Occitània	MP30-Coderet	Arvenià	Rhodanomys transiens	Octogesità	Arvenià
La Milloque							MP29-Rickenbach		Eucricetodon robustus		
Boningen				MP28-Pech du Frayse	Eucricetodon dubius						
Antoingt	MP27-Boningen	Eomys major									
Heimersheim	MP26-Mas de Pauffié	Eomys zitteli									
Inferior	Rupelià	Montalban	Suevià	Suevià	MP25-Garouillas	Suevià	Blainvillimys blainvillei	Suevià			
		Villebramar			MP24-Heimersheim		Theridomys major				
		Hoogbutsel			MP23-Itardies		Theridomys calafensis				
		Frohnstetten			MP22-Villebramar		Theridomys aff. aquatilis				
EOCÈ	Superior	Priabonità	Montmartre	Headonià	Headonià		MP20-St. Capraise	Headonià	Theridomys golpeae	Headonià	
						MP19-Escamps					

Figura 5.2. Quadre sintètic de comparació de les biozones establertes en els congressos de Munich (Fahlbusch, 1976) i Mainz (Schmidt-Kittler, 1987) i les proposades per la Conca de l'Ebre entre l'Eocè superior i el Miocè inferior.

5.3. CRONOSTRATIGRAFIA

Mitjançant les darreres escales cronostratigràfiques (Berggren *et al.*, 1995) i de la bibliografia existent, es possible establir un marc cronostratigràfic, previ a la magnetostratigrafia establerta, pels diferents jaciments i biozones definides en la Conca de l'Ebre.

Els jaciments més inferiors del sector sud-oriental de la conca corresponen a Sant Cugat de Gavadons i Rocafort de Queralt (Anadón *et al.*, 1987). Aquests dos jaciments situats en la biozona de *Theridomys golpeae* (Agustí *et al.*, 1987) s'han assignat al Priabonià (Eocè superior) ja sigui per la seva correlació amb la fauna de Montmartre (Anadón *et al.*, 1987) que correspon al nivell estàndar europeu MP 19 o amb la fauna d'Escamps (Agustí *et al.*, 1987) correspon al nivell MP 20.

Segons les correlacions litostratigràfiques establertes (Anadón *et al.*, 1992), per sobre dels nivells de Sant Cugat de Gavadons i Rocafort de Queralt, es troba el jaciment de Santpedor (Massachs *et al.*, 1954; Anadón *et al.*, 1987; Arbiol & Sáez, 1988). Inicialment se'l va assignar a l'Eocè superior (Anadón *et al.*, 1987), però posteriorment es va incloure en l'Oligocè inferior (Agustí *et al.*, 1987; Arbiol & Sáez, 1988). Pel seu contingut faunístic, es va definir la biozona de *Theridomys aff. aquatilis* (Agustí *et al.*, 1987) i se'l va correlar amb la fauna de Hoogbutsel (Agustí *et al.*, 1987; Arbiol & Sáez, 1988) que correspon al nivell MP 21, d'edat Rupelià (Oligocè inferior).

Superposats al jaciment de Santpedor, es troben els nivells de Calaf (Bofill, 1897; Déperet, 1898; Crusafont *et al.*, 1971; Anadón *et al.*, 1987; Sáez, 1987; Agustí *et al.*, 1987). Els diferents nivells de Calaf s'han assignat a l'Oligocè inferior per la seva correlació amb la fauna de Ronzon i Villebramar (Anadón *et al.*, 1987) corresponents als nivells MP 21 i MP 22, respectivament. L'aparició del Teridòmid *Theridomys calafensis* en els diferents jaciments de Calaf, va donar peu a la definició de la biozona de *Theridomys calafensis* (Agustí *et al.*, 1987). Altres jaciments pertanyents també a aquesta biozona i, per tant, de la mateixa edat són els de Fonollosa, Porquerisses i Santa Coloma de Queralt (Agustí *et al.*, 1987).

Per sobre dels nivells de Calaf es troba el jaciment clàssic de Tàrrega (Vidal et Déperet, 1906; Déperet, 1906; Truyols et Crusafont, 1961, Crusafont et Truyols, 1964; Golpe, 1971; Anadón *et al.*, 1987; Agustí *et al.*, 1987). La localitat de Tàrrega es va correlar, pel seu contingut paleontològic amb la de Montalbán, que correspon al nivell de referència MP 23, també d'edat Oligocè inferior. Altres localitats amb fauna similar a la de Tàrrega són: Ciutadilla i Forés (Agustí *et al.*, 1987), aquest darrer situat per sota de Tàrrega (Anadón *et al.*, 1992). Amb les tres localitats (Tàrrega, Ciutadilla i Forés) es va definir la biozona de *Theridomys major* (Agustí *et al.*, 1987), a les que se li va afegir posteriorment la localitat de Vimbodí (Colombo *et*

al., 1995), situada per sota de les tres anteriors i ara s'inclouen les de Tarrés i Vinaixa (aquest treball) situades per sobre de totes les anteriors.

En els nivells superiors al jaciment de Vinaixa (veure capítol 4.3.1) es situa el jaciment de Pla del Pepe (Agustí *et al.*, 1987). Aquest jaciment, amb una fauna molt escassa, es va correlar, segons la seva associació faunística, amb el de Can Quaranta, en la conca de Campins (Anadón y Villalta, 1975; Gibert y Agustí, 1979) situat en el Vallés oriental, definint-se per ambdós jaciments, la biozona de *Theridomys aff. major*. La fauna dels dos jaciments, Pla del Pepe i Can Quaranta, es va correlar amb la de Garouillas que correspon al nivell de referència MP 25, situat al voltant del límit entre l'Oligocè inferior i el superior. A aquests dos jaciments, cal afegir ara el de Cervià, situat per sobre del de Vinaixa i per sota del de Pla del Pepe (veure capítol 4.3.1). Els jaciments de Cervià i Pla del Pepe constitueixen una biozona de nova definició en la Conca de l'Ebre, *Blainvillimys cf. blainvillei*.

Superposats als jaciments de Cervià i Pla del Pepe (veure capítol 4.3.3 per discussió), es troben els nivells de Gandesa. El més inferior dels jaciments de Gandesa (Gandesa 1, Agustí *et al.*, 1985) es caracteritza per l'aparició de l'Eòmid *Eomys zitteli*, correlat amb la localitat francesa de Mas de Pauffié (Agustí *et al.*, 1987), corresponent al nivell de referència MP 26 d'edat Catià (Oligocè superior). Gandesa 1, juntament amb el nou jaciment de Gandesa 2 (amb tres nivells a, b i c), constitueixen la biozona de *Eomys zitteli* (Agustí *et al.*, 1985, 1987, 1988).

En altres localitats situades en posicions estratigràfiques superiors a la de Gandesa 1 (veure capítol 4.3.2), *Eomys zitteli* és substituït per *Eomys major* (Fig. 5.3). Els nivells que contenen aquest darrer Eòmid s'han correlat amb els de Boningen (Agustí *et al.*, 1988), corresponents al nivell de referència MP 27, també d'edat Oligocè superior. En la biozona de *Eomys major* (Agustí *et al.*, 1987) queden inclosos els jaciments de Mina Pilar 1, 2 i 3, encara que *Eomys major* no apareix fins Mina Pilar 3 i La Bagarella (Agustí *et al.*, 1985, 1987, 1988), així com en els nous jaciments de Gandesa 3 i 4 i Coll d'en Grau 3, tots ells pertanyents a l'Oligocè superior.

En els nivells superiors a Coll d'en Grau 3, situat en la secció de Gandesa (veure figura 4.14) i en altres seccions com Fraga i Torrente de Cinca, *Eomys major* és substituït per *Eucricetodon dubius* i *Eomys ebnatensis* (Fig. 5.3). Aquesta associació de fauna es correlada amb els nivells de Pech du Frayse (Agustí *et al.*, 1994) que correspon al nivell de referència MP 28, d'edat Oligocè superior. Aquesta assignació va ser confirmada en el treball de Barberà *et al.* (1994) sobre la magnetostatigrafia de la secció de Torrente de Cinca. Els nivells més baixos d'aquesta secció, que corresponen als jaciments de Torrente de Cinca 4, 7 i 18, es troben en la magnetozona C8n, situada en la part mitja de l'Oligocè superior. D'aquesta manera la biozona de *Eucricetodon dubius* (Agustí *et al.*, 1994) inclou les localitats de Fraga 2 (Agustí *et al.*,

1985), Torrente de Cinca 4, 7 i 18 (Agustí *et al.*, 1985) i els nous jaciments de Coll d'en Grau 5 i 6 i Costa dels Codissos 2.

Per sobre del nivell de Torrente de Cinca 18 es troba, en la veïna secció de Fraga (veure Fig. 4.14), els jaciments de Fraga 4 i 6, on *Eucricetodon dubius* es substituït per *Eucricetodon robustus* (Fig. 5.3), constituïnt els nivells amb aquests darrer Cricètids la biozona de *Eucricetodon robustus* (Agustí *et al.*, 1994). Aquesta biozona es correlada amb la de Rickenbach (Agustí *et al.*, 1994) que correspon al nivell de referència MP 29, encara dins de l'Oligocè superior. Inclosos en aquesta mateixa biozona, es troba el jaciment de Les Canotes (Agustí *et al.*, 1985) i les noves localitats de Barranco Brazal 20, 21, 40 i 42 i la de Mequinensa 251, totes elles d'edat Catià (Oligocè superior).

També en la secció de Fraga, per sobre de les localitats anteriorment esmentades, no es té constància de la presència de *Eucricetodon robustus* i apareix, en el jaciment de Fraga 7 (Agustí *et al.*, 1985), l'Èmid *Rhodanomys transiens*, que defineix la biozona del mateix nom (Agustí *et al.*, 1994), correlada amb els nivells de Coderet, que corresponen al nivell de referència MP 30 de l'estàndar europeu. Inclòs en aquesta biozona es troba el jaciment de Torrente de Cinca 68 (Agustí *et al.*, 1985) que pertany, segons la magnetostratigrafia establerta (Barberà *et al.*, 1994) al Miocè inferior, ja que es troba en la magnetozona C6Cn.2n. D'aquesta manera, els jaciments de Fraga 7, Velilla de Cinca 5, Ballobar 12 i Fraga 11 (Agustí *et al.*, 1985) i les noves localitats de Fraga Pista 70 i 80 i Mequinensa 359 pertanyen al Catià (Oligocè superior), mentre que la localitat de Torrente de Cinca 68 correspon ja a l'Aquitanià (Miocè inferior).

Per sobre de Torrente de Cinca 68, l'aparició d'un nou gènere *Vasseuromys* sp. A, defineix una nova biozona del mateix nom (Agustí *et al.*, 1994), en aquest cas correlada amb el nivell MN 1 de l'estàndar europeu. A aquesta biozona, d'edat Miocè inferior, pertanyen la localitat de Ballobar 21 (Agustí *et al.*, 1985) i la nova localitat Mequinensa 389, on no s'ha registrat l'espècie índex, però es troba estratigràficament per sobre de Ballobar 21 (veure Fig. 4.14).

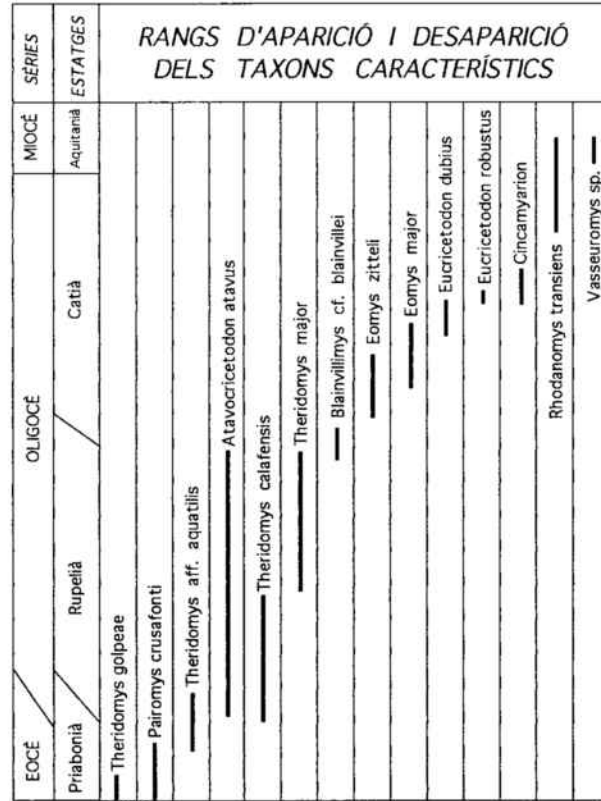


Figura 5.3. Quadre cronostatigràfic dels rangs d'aparició i desaparició dels principals taxons de micromamífers de la Conca de l'Ebre.

6. MAGNETOSTRATIGRAFIA

El capítol referent a la magnetostratigrafia es pot dividir en quatre parts. En la primera es donen uns conceptes bàsics sobre magnetostratigrafia i es fa referència als principals treballs magnetostratigràfics que han tingut lloc en la Península Ibèrica.

En la segona part es donen les nocions bàsiques de les propietats magnètiques dels sediments estudiats en aquests treball, com ara l'estudi de la Magnetització Remanent Natural (MRN), l'anàlisi de la Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica de la (ASM) i de la Magnetització Remanent Isotèrmica (MRI) per tal de determinar la mineralogia ferromagnètica. Al mateix temps es presenten els resultats de la relació existent entre diversos paràmetres magnètics i les característiques litològiques dels sediments.

En la tercera part es duu a terme l'anàlisi de les direccions de magnetització natural dels sediments. Es realitzen diversos test d'estabilitat de la magnetització com ara el test del plec per tal de determinar l'edat relativa de la magnetització i el test de la inversió de les direccions per evaluar l'eficàcia del rentat magnètic i la determinació de la magnetització característica. També s'han analitzat les relacions existents entre les inclinacions magnètiques i el contingut en filosilicats dels sediments.

En darrer terme, s'estableixen una sèrie de criteris de qualitat de les dades magnetostratigràfiques i es presenten les dades magnetostratigràfiques per les diferents successions estudiades donant les direccions mitjes de cada secció i els paràmetres estadístics corresponents.

6.1. INTRODUCCIÓ A LA MAGNETOSTRATIGRAFIA

El paleomagnetisme ha originat un nou tipus d'estratigrafia basada en el canvis no periòdics de polaritat del camp geomagnètic que es coneix com estratigrafia de la polaritat magnètica o *magnetostratigrafia*. Aquesta relativament nova eina de treball es basa en el registre de la direcció de magnetització a les roques segons sigui de polaritat normal (coincident amb la direcció del camp terrestre actual) o inversa (180° respecte el camp actual). Els canvis de polaritat són events geològicament instantanis d'ordre global, d'aquesta manera aquests canvis poden ser correlacionats a nivell mundial amb un nivell de resolució que pot variar entre 10^3 - 10^4 anys (Opdyke & Channell, 1996). Així doncs, la magnetostratigrafia és el registre estratigràfic dels canvis de polaritat magnètica en les roques i sediments que mitjançant la correlació amb bandes magnètiques oceàniques, d'edat coneguda, permet la datació absoluta d'una successió sedimentària. Aquesta tècnica cal combinar-la i calibrar-la amb altres eines estratigràfiques de datació com són la biostratigrafia principalment, però també la estratigrafia d'isòtops o les datacions radiomètriques per tal d'obtenir una escala de temps geològic global.

De la mateixa manera que la magnetització termo-romanent de minerals ferromagnètics permet que les roques ígnies preservin les característiques del camp geomagnètic en el moment del seu refredament, les roques sedimentàries també preserven la direcció i polaritat del camp geomagnètic en el moment de la seva sedimentació o diagènesi recent, mitjançant la adquisició de magnetització detrítica i/o química. Per tant, la història de les inversions de la polaritat geomagnètica durant el dipòsit correlatiu d'una seqüència sedimentària, queda fixada en el magnetisme romanent estable dels nivells sedimentaris successius d'aquesta seqüència. Els estudis paleomagnètics dels sediments ens revelaran les característiques de les successives inversions geomagnètiques durant el dipòsit. La determinació i l'establiment de la estratigrafia de la polaritat magnètica presenta un doble interès. Per una part, la datació dels dipòsits, mitjançant correlació de la estratigrafia magnètica que s'ha determinat, amb la *Escala Global de Polaritat Magnètica* (EGPM). A partir d'aquesta correlació i datació, podem calcular les taxes de sedimentació al llarg de la successió i estimar la durada i recurrència temporal de les seqüències, cícliques o no, reconegudes. D'una altra banda, al disposar d'una escala de polaritat magnètica de referència en una conca, farà possible la correlació de diferents sèries, previ aixecament de la seva magnetostratigrafia, que d'altra banda, no serien correlacionables en termes biostratigràfics o de fàcies, amb el mateix refinament. A més a més la magnetostratigrafia, a part del càlcul de taxes de sedimentació, també permet calcular la taxa de subsidència d'una conca o determinar la presència de rotacions tectòniques, variacions paleolatitudinals, corbes de deriva polar aparent, ...

En regions amb història geològica complexa, el desplaçament de les plaques tectòniques introdueix una ambigüïtat a l'hora d'establir en quin hemisferi s'ha adquirit la magnetització. En

aquests casos cal establir la corba de deriva polar aparent (CDPA) per cada unitat tectònica que es vol estudiar, a aquest fet a més pot sobreimposar-s'hi algun tipus de rotació tectònica local. Per tant, la polaritat pot ser determinada seguint el moviment del pol seqüencialment des de l'actualitat cap a endarrera. En el cas que ens ocupa, al tractar-se de sediments relativament recents i gràcies a estudis anteriors (Parés *et al.*, 1988), sabem que la posició paleolatitudinal de la conca era propera a l'actual.

La nomenclatura magnetostratigràfica es basa en l'establiment de *crons* o èpoques magnètiques. Inicialment Cox *et al.* (1963) va dividir la seqüència de canvis des de l'actualitat fins als 4 milions d'anys en quatre crons: Brunhes, Matuyama, Gauss i Gilbert en memòria de quatre pioners del geomagnetisme. Actualment aquesta nomenclatura encara es segueix pel Pliocè i Pleistocè i dins d'aquests quatre crons existeixen diferents subcrons que han pres diversos noms locals (Jaramillo, Olduvai, Réunion, ...). En els darrers temps però, s'ha optat per una nomenclatura basada en nombres correlatius segons les anomalies oceàniques, així per exemple s'ha definit el cron 1, el cron 2 i així successivament per tot el Cenozoic. Cada cron inclou a grans trets una parella de polaritat normal-inversa (designats com 1n i 1r, per exemple) encara que això es complica per l'adició progressiva de crons (subcrons, microcrons i criptocrons, diferenciats segons la durada de l'event) en les diferents escales de referència (LaBrecque *et al.*, 1977; Harland *et al.*, 1982; Cande and Kent, 1992, 1995). La darrera d'aquestes escales de referència i que s'utilitza al llarg de tota aquesta memòria és la de Cande and Kent (1995). Actualment la EGPM s'exten més enllà dels 300 milions d'anys (Opdyke and Channell, 1996), però amb certesa fins aproximadament uns 190 milions d'anys.

6.2. EL PALEOMAGNETISME A LA PENÍNSULA IBÈRICA. ANTECEDENTS

Són nombrosos els treballs sobre paleomagnetisme en general realitzats en la Península Ibèrica. Majoritàriament estableixen successions magnetostratigràfiques en el Terciari de diverses conques, encara que també apareixen treballs sobre magnetotectònica i magnetisme aplicat a roques volcàniques. Entre els treballs bàsicament magnetostratigràfics, podem citar els de Steiner *et al.* (1985) en el Juràssic de la Serralada Ibèrica i els de Ogg *et al.* (1984) i Steiner *et al.* (1987) en el Juràssic de les Bètiques. També en aquesta serralada però en sediments més recents (Pliocè-Pleistocè) cal citar els treballs d'Oms *et al.* (1994, 1996), Garcés *et al.* (1996d) i el d'Agustí *et al.* (1997b). En les conques terciàries de Terol-Calatayud trobem el treball pioner de Dijkstra (1977) al qual han seguit un bon nombre de treballs com a conseqüència de l'excel·lent registre estratigràfic i paleontològic d'aquestes conques entre els que trobem els de Opdyke *et al.* (1990, 1997), Leveque (1993) i Krijgsman *et al.* (1994, 1996) tots ells centrats en successions miocenes. Aquest darrer amb la combinació de tècniques magnetostratigràfiques i ciclostratigràfiques intenta establir una escala temporal basada en cicles astronòmics.

Més propers geogràficament són els treballs realitzats per Parés (1988) i Parés *et al.* (1988) a les Serralades Costaneres Catalanes basats en magnetotectònica, en els quals es posa de manifest la presència d'una rotació de la Península Ibèrica o part d'ella durant l'Eocè. Els treballs de Burbank *et al.* (1992b,c) en el Prepirineu estableixen la magnetostratigrafia de diverses successions eocenes i calculant taxes d'encavalcament. També en el Prepirineu, concretament en la Conca de Tremp, es troba l'estudi de Pascual *et al.* (1992) sobre la magnetostratigrafia de l'Ilerdià. En la conca del Vallés-Penedés cal remarcar els treballs de Garcés (1995) i Garcés *et al.* (1996a,b,c) sobre la magnetostratigrafia del Miocè mitjà i superior i l'estudi de diversos paràmetres paleomagnètics i els d'Agustí *et al.* (1997c) sobre calibració magnetobiostratigràfica de la conca amb processos globals.

Pel que fa a la conca de l'Ebre cal citar els treballs de Turner *et al.* (1984) en fàcies fluvials del Miocè de Pertusa (Osca) i el de Friend *et al.* (1988-89) que estableix la magnetostratigrafia d'un perfil oligocè dels voltants de Fraga. També es troba l'estudi de Pascual y Parés (1990) sobre els comportament de diversos paràmetres magnètics en el trànsit Eocè-Oligocè en el sector d'Igualada. Directament en relació amb aquesta memòria trobem els treballs previs centrats en l'Oligocè superior de Barberà *et al.* (1994, 1996a, 1997, in press) sobre magnetostratigrafia, càlcul de paleopols, biomagnetostratigrafia i caracterització de diversos paràmetres paleomagnètics respectivament, i els d'Agustí *et al.* (1993, 1994, 1997a) sobre magnetobiocronologia.

6.3. OBTENCIÓ DE MOSTRES PALEOMAGNÈTIQUES

El mostreig paleomagnètic depen del tipus d'objectius que es vol assolir. En el nostre cas l'objectiu és l'establiment d'una sèrie d'inversions al llarg de diferents successions estratigràfiques contínues, amb la màxima potència possible i amb un recobriment entre seccions raonable. Cal no perdre cap magnetozona per poder afinar amb tota seguretat la correlació amb l'escala estandar i si pot ser (com ha estat el cas) inclús arribar a reconèixer algun *criptocron*. També s'ha tingut en compte les diferents litologies i la seva taxa de sedimentació relativa, apretant l'interval de mostreig si es considera necessari, per exemple, en successions potents de calcàries lacustres, on presumiblement la taxa de sedimentació podria ser més lenta.

La obtenció de les mostres paleomagnètiques en el camp s'ha realitzat seguint un dels mètodes utilitzats normalment en mostreig paleomagnètic, consistent en l'utilització, en aquest cas, d'una perforadora portàtil a la que se l'incorporen broques no magnètiques de corona adiamantada lubricades per aigua. En casos excepcionals, com són les litofàcies molt tobes (algunes lutites) s'han extret blocs orientats. Amb la perforadora s'obtenen cilindres de roca de 2,54 cm de diàmetre i entre 3-10 cm de longitud. Aquestes mostres s'orienten directament al camp mitjançant una brújula acoplada a un instrument orientador no magnètic. Un cop al laboratori, els cilindres s'adecuen en longitud (2,1 cm) a l'aparell que mesura la magnetització (criogènic) a l'igual que els blocs orientats.

La densitat de mostratge varia, depenent de la qualitat de l'aflorament i dels factors anteriorment mencionats, entre els 2,5 m en la secció de Torrente de Cinca fins als 6 m en la de Sarraí amb una mitjana de tots els perfils inferior als 4 m.

La totalitat del treball paleomagnètic inclou el mostratge de 2.400 m de perfils estratigràfics amb 562 estacions o nivells estratigràfics perforats en cadascun dels quals s'han extret una mitjana de 3 mostres (1.600 mostres en total) obtenint-se finalment al voltant dels 2.100 espècimens, 1.560 dels quals s'han desmagnetitzat i uns 55 s'han utilitzat per altres fins com ara làmines primes, determinació de mineralogía per MRI, ASM (Taula 6.1).

SECCIO	Metres	Estac.	Total m.	Total e.	E. des.	% Lutit.	% Llims	% Gres	% Lim.	% Calc.
Cervià	260	60	181	242	154	8.3	11.7	65.0	0.0	15.0
Gandesa	360	119	356	550	342	13.5	5.4	55.9	6.3	18.9
Granadella	215	67	204	298	199	13.4	4.5	82.1	0.0	0.0
Rocafort	75	20	61	67	62	10.0	15.0	40.0	0.0	35.0
Sarral	620	74	228	285	232	21.6	5.4	59.5	4.0	9.5
Solivella	105	19	58	69	57	36.8	5.3	57.9	0.0	0.0
Tarrés	290	59	172	199	176	22.0	3.4	66.1	5.1	3.4
Torrente	300	108	237	268	228	14.6	4.3	17.3	6.9	56.9
Vinaixa	170	36	103	125	107	27.8	16.7	50.0	0.0	5.5
TOTALS	2.395	562	1.600	2.103	1.557					

Taula 6.1. Taula on es resumeixen diferents elements considerats en el conjunt del treball. Es mostren, per cada secció, la potència, el nombre d'estacions perforades, el total de mostres obtingudes, el total d'espècimens obtinguts, el total d'espècimens desmagnetitzats i el percentatge de mostres de lutites, llims, gresos, limolites i calcàries.

6.4. PROPIETATS MAGNÈTIQUES DELS SEDIMENTS

En aquest capítol s'analitzen les propietats magnètiques dels diferents sediments estudiats i la seva relació amb el tipus de fàbrica sedimentària. Per aquest anàlisi s'han realitzat dos tipus de mesures:

a) En primer lloc es mesura la *Magnetització Romanent Natural* (MRN) de la mostra. S'ha portat a terme mitjançant un magnetòmetre criogènic (SQUID) de tres eixos GM400 (CCL), que obté quatre mesures d'altres tantes posicions de la mostra. La mesura de la MRN ens dóna la direcció paleomagnètica registrada a la roca prèviament a la seva desmagnetització, així com el grau de viscositat magnètica.

b) La segona mesura és la de la *susceptibilitat magnètica total*, que s'obté mitjançant el susceptibilímetre Kappabridge KLY-2 (Geofizika Brno), en un camp de 300 A/m. Aquesta mesura ens dóna informació sobre el contingut de minerals magnètics del sediment. A més a més, la mesura de la Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica (ASM) pot aportar informació sobre les condicions deposicionals.

També s'han dut a terme anàlisis de *Magnetització Romanent Isotèrmica* (MRI) mitjançant un magnetitzador d'impuls sota un camp màxim de 1 Tesla, que ens permet identificar la fracció ferromagnètica i analitzar la mineralogia de les diferents fàcies sedimentàries.

6.4.1. Magnetització romanent natural (MRN)

La Magnetització Romanent Natural (MRN) resulta de la suma de tots els moments magnètics continguts en un determinat volum de roca. Aquesta MRN pot tenir diverses components. La component primària és la que registra el camp geomagnètic en el moment de la formació de la roca, i quan les partícules magnètiques de la roca s'orienten al sedimentar-se segons el camp magnètic terrestre. Aquesta magnetització primària es coneix com *Magnetització Romanent Detrítica* (MRD) i té lloc en la interfase aigua/sediment. La magnetització pot veure's influïda pels corrents, pendents en la superfície de sedimentació i per la compactació, produint-se errors en la declinació i en la inclinació. Realment, la major part de la MRD necessita unes condicions de bloqueig que el sediment no adquireix fins que no ha sofert un cert grau de compactació, que depent de la profunditat d'enterrament. La *Magnetització Romanent Química* (MRQ), té lloc com a conseqüència del creixement de minerals magnètics a baixes temperatures (autigènesi), bé a partir de solucions enriquides en ferro o bé per alteració de minerals preexistents (diagènesi). Molt sovint, i especialment en roques siliciclàstiques, la MRN és una suma de la MRD i la MRQ.

Pot donar-se el cas que amb posterioritat a l'adquisició de la magnetització primària (sigui deposicional i/o química o una combinació), el sediment adquireixi una magnetització secundària. Aquesta segona magnetització pot estar lligada a fenòmens d'alteració meteòrica, dolomitització, carstificació, ..., originant el creixement d'altres fases minerals ferromagnètiques en estat oxidat com ara la goethita o l'hematites, que poden enmascarar la senyal de la magnetització primària. També es pot donar el cas d'un mineral de volum molt petit o amb magnetització espontànea i coercitivitat molt petits (per tant amb temps de relaxació relativament curt) pugui registrar el camp magnètic recent. Aquest tipus de magnetització es coneix com *Magnetització Romanent Viscosa* (MRV).

Per discriminar la component primària de la secundària cal desmagnetitzar la roca. Les tècniques de desmagnetització es basen en la baixa estabilitat que normalment presenten les components secundàries respecte a les adquirides en processos primaris. Es un procés d'anul·lació progressiva dels dominis magnètics des dels més inestables als més estables, i per tant, es mesura el vector suma de la romanència i la seva variació en la orientació durant la desmagnetització. Existeixen dos tipus bàsics de desmagnetització:

- *Desmagnetització tèrmica*: el rentat tèrmic es basa en el concepte del temps de relaxació, que és el temps que necessita un mineral per equilibrar-se amb un nou camp magnètic. Consisteix en un escalfament progressiu de la mostra i un refredament en un camp magnètic nul per cada pas de temperatura. Quan es refreda la mostra, els components de magnetització s'orienten a l'atzar a causa del camp magnètic extern nul de manera que no contribueixen més a la MRN que resta.

- *Desmagnetització per camps alternants*: consisteix en sotmetre la mostra sota un camp magnètic alternant, el valor d'aquest va disminuint lentament fins a zero. Així, els grans amb coercivitats menors que el valor màxim del camp aplicat tendiran a seguir el decreixement d'aquest camp magnètic. Si el procés es realitza sense la presència de cap altre camp magnètic extern, els moments dels grans quedaran progressivament orientats a l'atzar a l'acabar la aplicació del camp, ja que aquest camp no s'aplica en una mateixa direcció. Això s'aconsegueix fent girar la mostra segons tres eixos perpendiculars entre ells dins d'una bobina. Augmentant progressivament el valor del camp màxim aplicat, els moments de les partícules amb coercivitats successivament més altes son desmagnetitzades, reduint-se progressivament la intensitat de la MRN.

D'aquests dos sistemes, la desmagnetització tèrmica és la que es mostra més efectiva, ja que en el cas de la desmagnetització per camps alternants no es poden produir al laboratori camps suficientment alts com per desmagnetitzar certs minerals com l'hematites o la goethita, amb coercivitats superiors als camps que poden aplicar els desmagnetitzadors existents. Però

l'inconvenient són les transformacions minerals a causa de l'escalfament, amb la possible conseqüència de l'aparició de viscositat.

6.4.1.1. Obtenció de dades preliminars

En l'anàlisi de les dades paleomagnètiques cal determinar les característiques inicials de les mostres abans del rentat magnètic sistemàtic, per tal d'esbrinar algunes de les característiques com ara la intensitat inicial de la MRN i la susceptibilitat inicial (Fig. 6.1) que ens podran donar una idea sobre els passos de temperatura a aplicar sobre les mostres i així poguer estalviar temps i dades innecessàries.

En un primer estudi preliminar, a partir de l'anàlisi de 200 mostres que incloïen litofàcies de lutites vermelles, gresos grisos, gresos amb guix, calcàries margoses, calcàries micrítiques, calcàries edafitzades, calcàries amb guix i txert, es van poder discriminar tres tipus de comportaments:

- un primer grup de baixa susceptibilitat (-20 a 40×10^{-6} SI) i baixa intensitat de MRN (7×10^{-6} a 10^{-4} A/m) on es troben txert, calcàries amb guix, calcàries edafitzades, la major part de calcàries micrítiques i calcàries margoses i alguns gresos;

- un segon grup de susceptibilitat intermèdia (40 a 180×10^{-6} SI) i intensitat de MRN mitja (10^{-4} a 6×10^{-4} A/m) on es troben quasi tot l'espectre de litofàcies exceptuant el txert, les calcàries amb guix i les calcàries edafitzades (les litofàcies més diagenitzades);

- un darrer grup d'alta susceptibilitat (180 a 250×10^{-6} SI) i alta intensitat de MRN (6×10^{-4} a 4×10^{-3} A/m) on es troben la major part de les lutites vermelles i una fracció significativa dels gresos grisos (els de granulometria més fina).

El segon estudi preliminar va consistir en la selecció de 25 mostres d'un grup d'unes 330, amb un espectre de litofàcies similar al primer estudi. Aquestes mostres es van escalfar a intervals creixents de temperatura (100° , 150° , 200° , 225° , 250° , 275° , 300° , 335° , 370° , 400° , 450° , 500° , 550° , 600° , 625° i 645° C). Posteriorment les mostres restants es van dividir en tres grups segons la seva intensitat de MRN y la seva intensitat a 200° C:

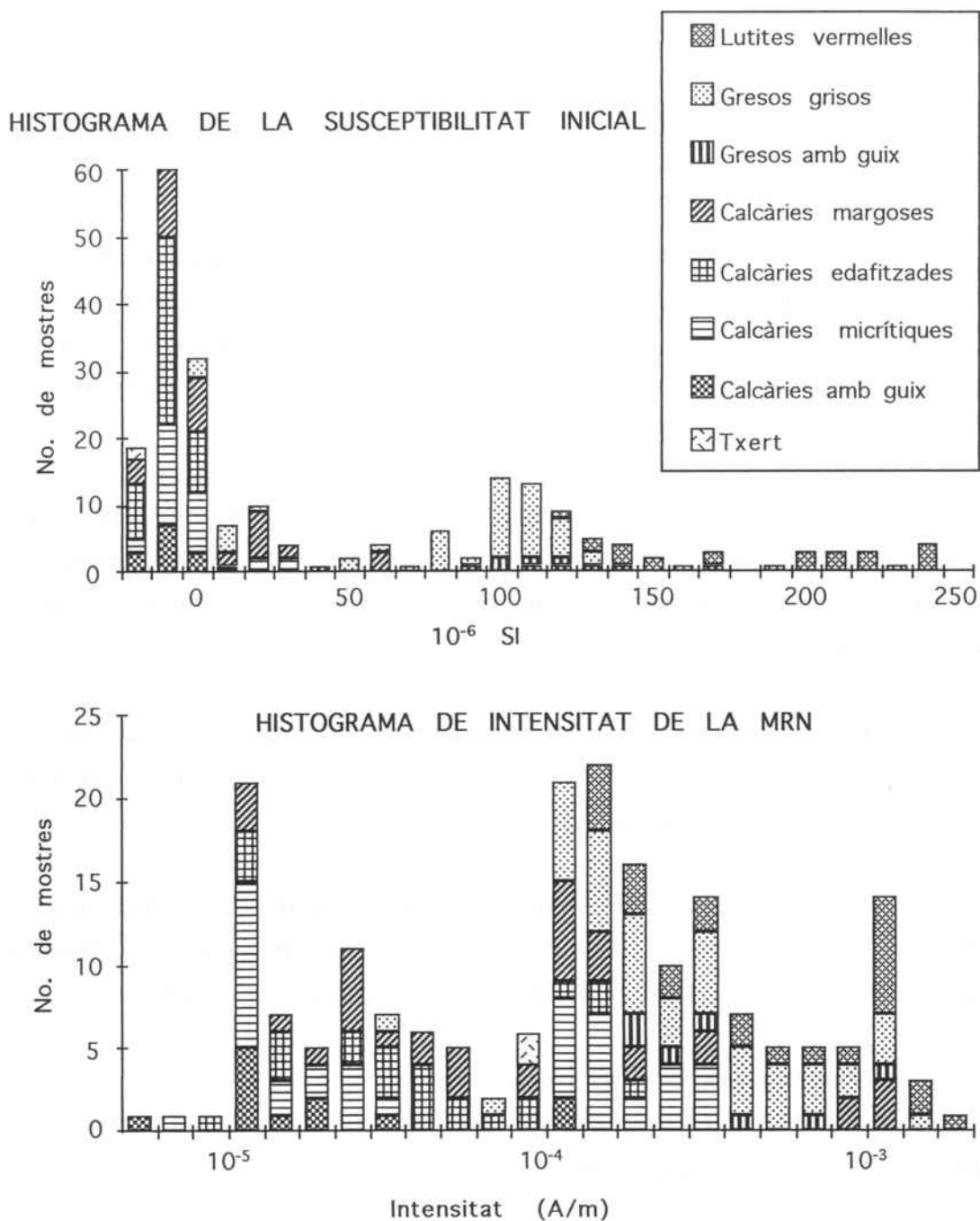


Figura 6.1. Histogrames de la intensitat inicial de la Magnetització Romanent Natural (MRN) i de la susceptibilitat inicial observades en diferents litofàcies de la secció de Torrente de Cinca. La divisió de les litofàcies en tres grups ha permès una primera aproximació sobre les temperatures de desmagnetització que millor s'adeqüen per cada litofàcies.

- un primer grup amb una intensitat de MRN inferior a 10^{-5} A/m on es trobaven les litofàcies carbonatades i detrítiques de gra groller, que es van escalfar a intervals creixents de temperatura de 100° , 150° , 200° , 225° , 250° , 275° , 300° , 335° , 370° , 400° i 450° C, els dos darrers passos de temperatura es van aplicar sempre i quan la intensitat fossi superior als 10^{-6} A/m;

- un segon grup amb intensitat de MRN superior a 10^{-4} A/m, però amb una intensitat a 200°C inferior a 8×10^{-5} A/m, caracteritzat per la presència de tota classe de litofàcies, que es van escalfar a 100° , 200° , 250° , 300° , 350° , 400° , 450° , 500° , 550° i 600°C ;

- un darrer grup amb intensitat a 200°C superior a 10^{-4} A/m on es trobaven principalment litofàcies detrítiques fines, que es van escalfar a 100° , 200° , 300° , 350° , 400° , 450° , 500° , 550° , 600° i 630°C .

Amb la informació dels dos estudis preliminars es van poder reduir els passos de desmagnetització de 16 intervals de temperatura a 10 (200° , 250° , 300° , 350° , 400° , 450° , 500° , 530° , 560° , 590° i 630°) en el cas de litofàcies detrítiques i a 10 o menys, depenent de la intensitat a temperatures altes (120° , 160° , 200° , 240° , 280° , 320° , 360° , 400° , 450° i 500°C) en el cas de litofàcies carbonatades. També es va tenir en compte d'apretar les temperatures al voltant dels punts on es defineix la magnetització característica.

6.4.2. Susceptibilitat magnètica

La capacitat d'un material a ser magnetitzat es coneix com a susceptibilitat magnètica (k), que és la relació entre la magnetització (J) produïda en una unitat de camp magnètic (H) i és una quantitat adimensional, ja que tant J com H són dimensionalment iguals. Aquesta capacitat no es distribueix en totes les direccions d'una manera uniforme, sino que depen de la orientació dels eixos cristal·logràfics, de la morfologia externa de la partícula i de la relació espacial entre aquestes. D'aquesta manera les roques presenten el que es coneix com *Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica* (ASM). La mesura de l'ASM en el laboratori s'ha dut a terme amb un susceptibilímetre Kappabridge KLY-2 (Geofizika Brno) en un camp de 300 A/m.

La anisotropia de les partícules ferro i paramagnètiques i la seva ordenació en el sediment determinen la forma i la orientació de l'el·lipsoid d'ASM que es coneix com fàbrica magnètica. Aquest el·lipsoid està definit pels tres eixos principals d'anisotropia, que són ortogonals i marquen les direccions de susceptibilitat màxima ($K1$), intermèdia ($K2$) i mínima ($K3$). En els sediments terrígens, la tendència de les partícules d'hàbit planar a disposar-se paral·lelament a la superfície d'estratificació, origina una fàbrica magnètica d'origen deposicional que es caracteritza per el·lipsoids en forma de disc o lletia, amb $K1$ i $K2$ continguts en el pla d'estratificació i $K3$ perpendicular a aquest. A partir dels mòduls dels eixos principals d'anisotropia ($K1$, $K2$, $K3$) es defineixen altres paràmetres que s'utilitzen en l'anàlisi de les fàbriques magnètiques: la lineació $L=K1/K2$, la foliació $F=K2/K3$ i el grau d'anisotropia $P=K1/K3$.

6.4.2.1. Relació entre fàbrica deposicional i Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica (ASM)

L'ordenació de les partícules en un sediment depèn de les condicions hidrodinàmiques del medi deposicional. Les variacions en aquestes condicions poden quedar reflexades en la textura del sediment i per tant poden quedar registrades en la variació de l'ASM. Una característica que presenta l'ASM és la d'agrupació de les direccions de màxima susceptibilitat segons el paleocorrent predominant.

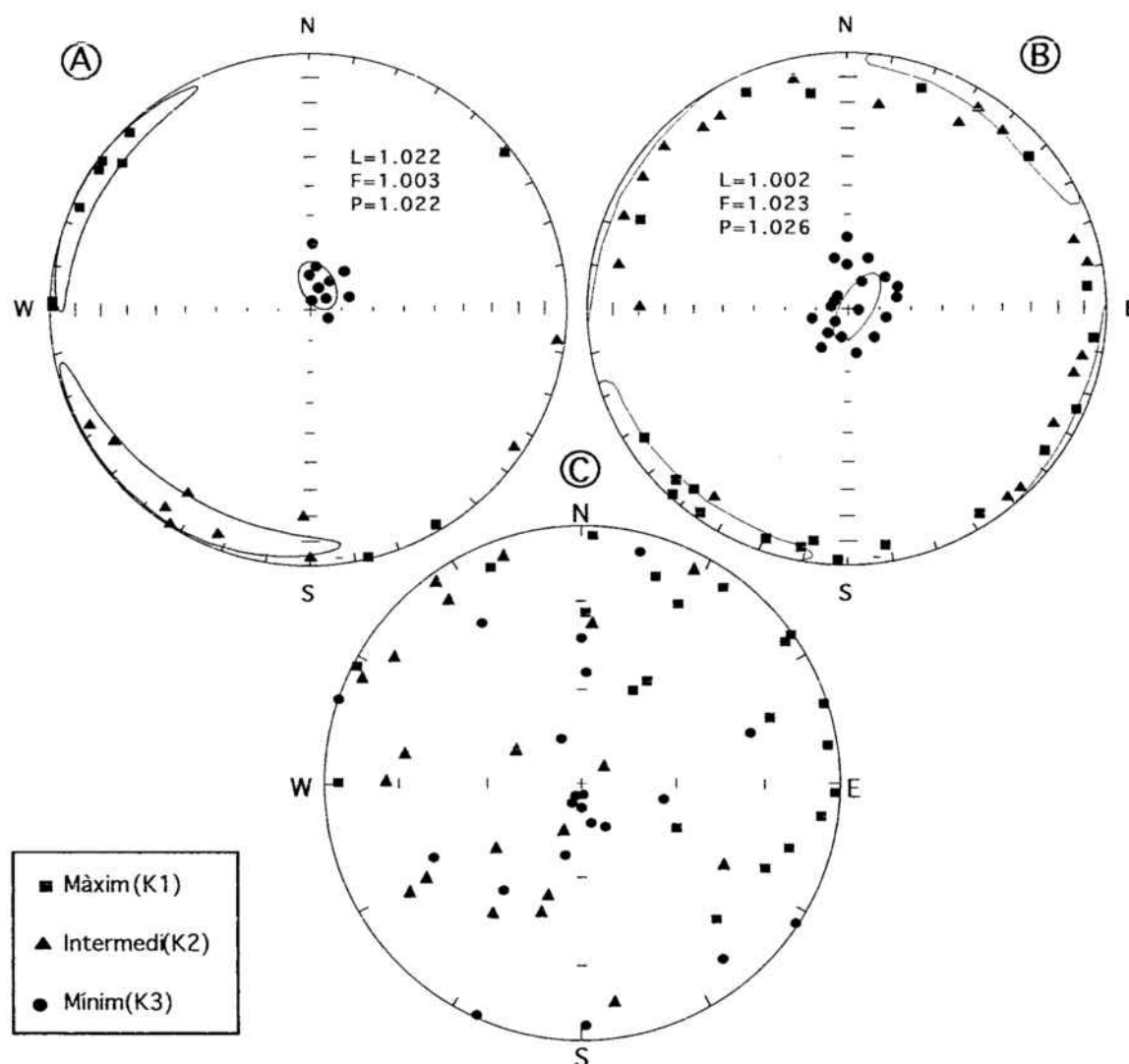


Figura 6.2. Direccions dels eixos principals d'Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica (ASM) corresponents a tres fàcies i seccions diferents. a) Fàcies al·luvials de la secció de La Granadella on la direcció de susceptibilitat màxima coincideix amb el sentit de les paleocorrents mesurades (cap al NW); b) Fàcies fluvials de la secció de Sarra on la direcció de susceptibilitat màxima coincideix amb el sentit de les paleocorrents mesurades (cap al NE); c) Fàcies lacustres de la secció de Torre de Cinca. K1: direcció de susceptibilitat màxima; K2: direcció de susceptibilitat intermitja; K3: direcció de susceptibilitat mínima. L: lineació (K1/K2); F: foliació (K2/K3); P: grau d'anisotropia (K1/K3).

La determinació de l'ASM al laboratori s'aconsegueix mitjançant la mesura en 15

posicions determinades de la mostra (Jelinek, 1981). Com es d'esperar en roques sedimentàries siliclàstiques no deformades, els valors mitjans de la ASM de dos dels conjunts estudiats (corresponents al sistema al·luvial del Montsant en la secció de La Granadella i a fàcies fluvials del sector de Sarral, Fig. 6.2), presenten una fàbrica foliada paral·lela a l'estratificació, amb l'eix de susceptibilitat intermèdia i màxima continguts en el pla d'estratificació i l'eix de susceptibilitat mínima perpendicular als eixos de susceptibilitat intermèdia i màxima. Pel que a fa les fàcies lacustres de la secció de Torrente de Cinca s'observa una dispersió dels eixos de l'ASM molt més elevada. En el diagrama corresponent al sector del Montsant, s'observa a més una coincidència entre l'agrupació de les direccions de màxima susceptibilitat en una direcció SE-NW i les direccions de paleocorrents (Fig. 6.2.a) mesurades a partir de la orientació de paleocanals i altres estructures de corrent.

6.4.3. Magnetització Romanent Isotèrmica (MRI)

La Magnetització Romanent Isotèrmica (MRI) és la magnetització d'una mostra adquirida a conseqüència de l'exposició sota un camp magnètic continu a temperatura constant. Amb aquest procés es pot arribar a determinar els espectres de coercitivitat i les temperatures de desbloqueig de la fracció ferromagnètica de la roca i identificar el nombre de fases magnètiques presents a la roca així com la seva mineralogia.

Per arribar a la identificació de la mineralogia magnètica s'han utilitzat dues tècniques bàsiques. En primer lloc l'adquisició uniaxial de la IRM, que consisteix en aplicar un camp magnètic directe successivament creixent en diversos passos, a partir de zero i en la mateixa direcció, mesurant la magnetització adquirida a cada pas. Els diferents passos utilitzats per aquest anàlisi han estat: 0,02, 0,04, 0,06, 0,08, 0,1, 0,15, 0,2, 0,25, 0,3, 0,35, 0,4, 0,5, 0,6, 0,7, 0,8, 0,9 i 1 Tesla. Durant aquest procés d'adquisició, els moments magnètics dels diferents minerals s'orienten progressivament segons el camp aplicat. La forma de la corva obtinguda depen de la coercitivitat dels minerals que formen la roca i només s'arriba a la saturació si la coercitivitat dels minerals és inferior a la del camp màxim aplicat. De la corva d'adquisició de la IRM es pot obtenir l'espectre de coercivitats de la mostra i d'aquesta manera s'obté informació dels minerals ferromagnètics que formen la roca.

L'altra tècnica és l'adquisició de la IRM en tres direccions ortogonals i posterior desmagnetització tèrmica (Lowrie, 1990). En aquest cas s'apliquen tres camps de diferent intensitat segons tres eixos perpendiculars i després es desmagnetitza la mostra tèrmicament. Els camps aplicats en aquest cas són de 0,1, 0,5 i 1 Tesla i els passos de desmagnetització de 100°, 200°, 250°, 300°, 350°, 400°, 450°, 500°, 525°, 550°, 575°, 600°, 625° i 650°C. D'aquesta manera es possible reconèixer les diferents mineralogies ferromagnètiques segons el seu rang de coercivitats. Així, dins del rang de baixa coercitivitat ($H_c < 0,1$ T) els minerals que en general

tenen una major contribució són els de tipus magnetita-maghemita (Collinson, 1983; Dunlop, 1972). En el rang de coercitivitats intermèdies ($H_c < 0,5$ T) podem trobar minerals del tipus sulfurs de ferro (Dekkers, 1988; Freeman, 1983; Krs *et al.*, 1990; Krs *et al.*, 1992) i hematites de gra groller o especularita (Dunlop, 1972). I finalment, en el rang de coercitivitats més altes es troba hematites de gra fi i hidròxids de ferro (goethita) (Dunlop, 1972).

6.4.3.1. Determinació de la mineralogia ferromagnètica

La mineralogia magnètica de les diferents litofàcies s'ha determinat a partir de l'anàlisi de les corbes de MRI i de l'observació de làmines primes al microscopi de reflexió (Leitz SM-LUX POL). S'ha determinat la mineralogia de cinc grups de litofàcies que presenten el mateix comportament:

- Gresos grisos: s'inclouen els gresos grisos de totes les fraccions granulomètriques. Al microscopi de reflexió es pot observar la presència d'hematites sense contorns definits, pel que es suposa que ha estat parcialment afectada per dissolució o bé que és un mineral de neoformació. La magnetització és generalment dèbil reflexant probablement la baixa concentració de minerals magnètics. La MRI aporta informació complementària (poden existir fraccions granulomètriques de minerals magnètics de tamany molt petit o bé molt poca proporció relativa d'aquests), observant-se la presència de magnetita en gresos de gra groller (Fig. 6.3.a) ja que per sota dels 0,1 T s'ha adquirit un gran percentatge de la MRI, amb una intensitat de magnetització de 29 mA/m que indica un contingut molt pobre en minerals ferromagnètics. En els gresos de gra fi (Fig. 6.3.b) existeix una contribució tant de magnetita (important pujada abans dels 0,1 T) com d'hematites (la corba no arriba a saturar-se).

- Gresos vermells: s'inclouen els gresos vermells i varicolorejats. Presenten una composició similar als gresos grisos però amb una major proporció de lutites i grans especulars d'hematites. Aquest fet els hi confereix els típics colors vermell-rosat o grogenc-ataronjat conseqüència de l'exposició continuada a variacions del nivell de base de l'aigua, típic, per exemple, de les ales dels paleocanals. Com a conseqüència de la major presència d'hematites, la magnetització és generalment més forta que en els gresos grisos. Dels diagrames de MRI es desprén que la contribució principal és hematites (Fig. 6.3.c) amb una intensitat de magnetització romanent de saturació elevada (2.200 mA/m) i una corba que no arriba a la total saturació amb una inducció màxima de 1 Tesla.

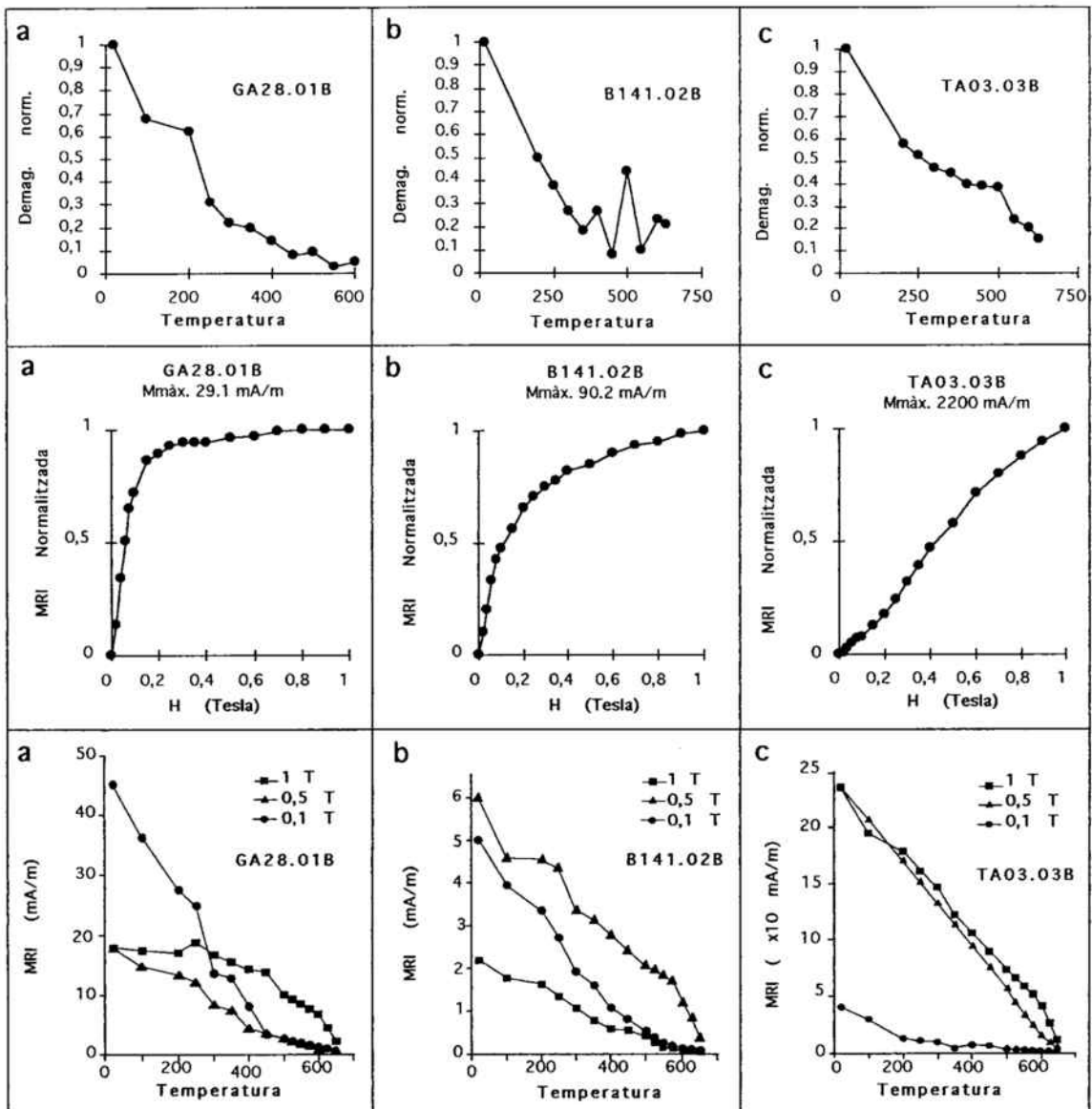


Figura 6.3. Anàlisi de la Magnetització Romanent Isotèrmica. a) Mostra GA28.01B corresponent a un gres gris de gra groller; b) Mostra B141.02B corresponent a un gres gris de gra fi; c) Mostra TA03.03B corresponent a un gres vermell. Els tres gràfics superiors corresponen a la caiguda de la intensitat segons la temperatura, els tres centrals a corbes d'adquisició de la MRI i els tres inferiors a la desmagnetització tèrmica progressiva de la MRI segons tres direccions ortogonals.

- Llims: a l'igual que en el grup anterior, aquí s'inclouen els llims amb diferents coloracions que van des del groc blanquinos fins al vermell intens, passant pel groc intens, ataronjat, rosat i vermell pàlid. En algunes mostres de làmina prima, s'ha detectat la presència de biotita alterada a magnetita i altres minerals de mida petita com rutil i hematites, de caràcter primari, ja que es presenten en morfologies petites i arrodonides. Existeixen indicis de la coexistència d'hematites i magnetita com a minerals primaris. Aquesta magnetita sota un medi fortament oxidant (com ara una plana al.luvial o fluvial) s'oxidaria i originaria hematites en les

etapes de diagènes inicial (Turner *et al.*, 1984). Aquest hematites, en superfície s'hidrata i origina goethita o altres hidròxids de ferro, aquests minerals poden adquirir una romanència en la direcció del camp geomagnètic actual, però aquesta component secundària és fàcilment eliminada degut a les baixes temperatures de desbloqueig que presenten (al voltant dels 100°C). Efectivament a partir dels diagrames de MRI es pot observar que la contribució principal ve donada per hematites, però també existeix una certa component originada per la magnetita (Fig. 6.3.d).

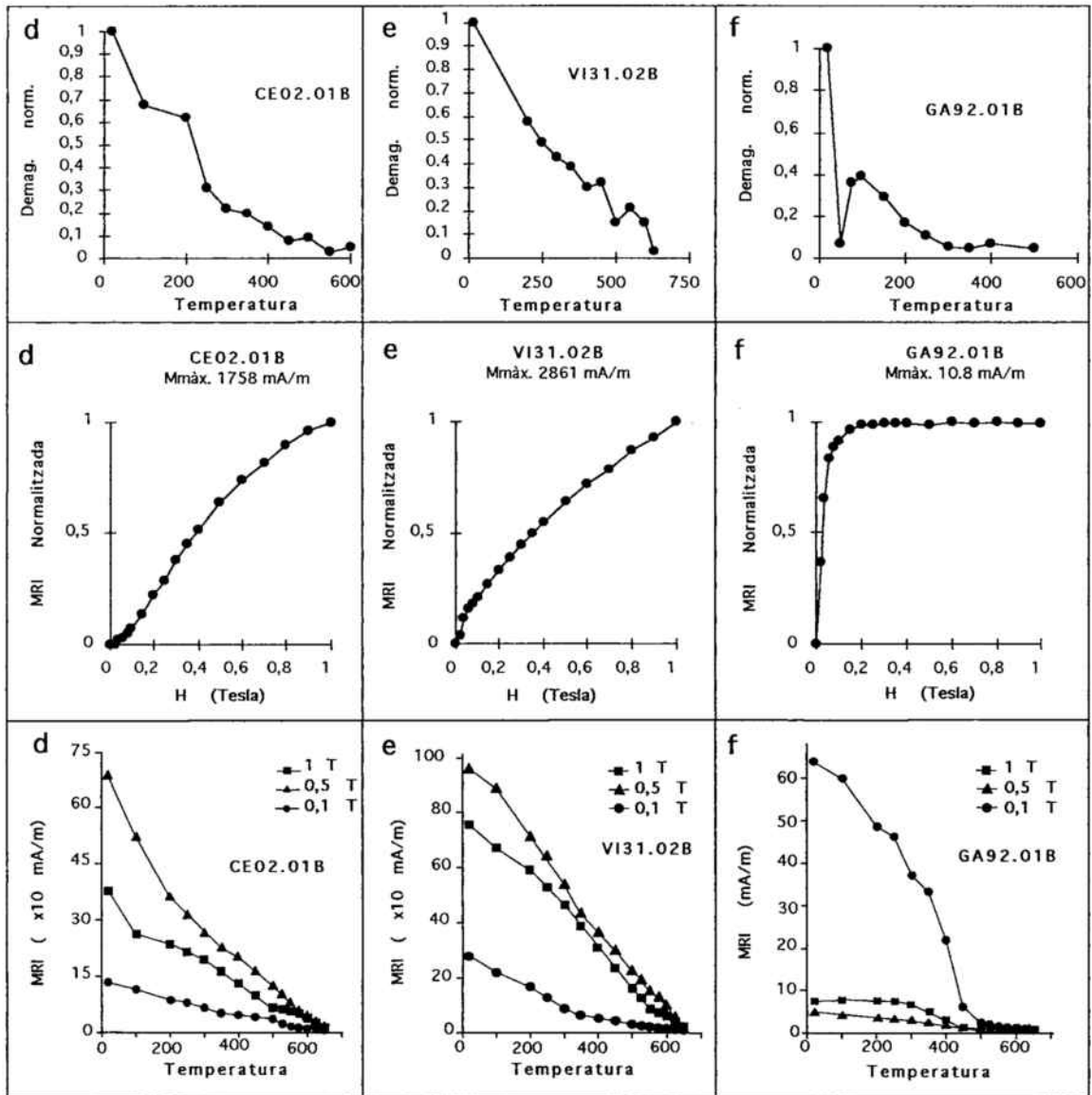


Figura 6.3. Anàlisi de la Magnetització Romanent Isotèrmica. d) Mostra CE02.01B corresponent a un llim vermell; e) Mostra VI31.02B corresponent a una argila vermella; f) Mostra GA92.01B corresponent a una calcària. Els dos gràfics superiors corresponen a la caiguda de la intensitat segons la temperatura, els dos centrals a corbes d'adquisició de la MRI i els dos inferiors a la desmagnetització tèrmica progressiva de la MRI segons tres direccions ortogonals.

- Argiles: també inclouen diverses coloracions com ara ocres, rosades, violades, liloses, varicolorejades i vermelloses. S'exclouen d'aquest grup les argiles grises i gris-verdoses, poc abundants en les seccions estudiades i de les que no s'ha obtingut cap mostra. Al microscopi de reflexió presenten unes característiques pràcticament idèntiques als llims, mentre que els diagrames de MRI (Fig. 6.3.e) mostren la presència tant de magnetita (lleu variació de la corba per sota dels 0,1 T) i una forta contribució d'hematites (no saturació de la corba i elevada intensitat de magnetització, al voltant de 2.850 mA/m).

- Calcàries: el grup de les calcàries inclou diferents continguts en lutites i/o matèria orgànica i més o menys diagenitzades, amb el que poden diferenciar-se calcàries micrítiques de tons grisos, calcàries margoses de tons marronosos-ocres, calcàries negres o gris fosc, calcàries edafitzades, calcàries amb guix i limolites. Totes aquestes calcàries presenten un comportament i propietats similars, per això s'ha optat situar-les en un mateix grup. Els principals minerals magnètics observables al microscopi són la magnetita i en menor proporció hematites parcialment alterat a goethita. Els diagrames de MRI mostren clarament una contribució quasi exclusiva de magnetita (Fig. 6.3.f) amb una saturació pràcticament del 90% abans dels 0,1 T i una intensitat de magnetització molt baixa en alguns casos (11 mA/m). Això suggereix que la presència de minerals ferromagnètics és també molt baixa.

6.5. ANÀLISI DE LES DIRECCIONS DE MAGNETITZACIÓ CARACTERÍSTICA

Un cop desmagnetitzades les mostres, cal calcular la *direcció de magnetització característica*. Aquest càlcul es realitza mitjançant l'anàlisi de components principals (Kirschvink, 1980), que es basa en calcular per quadrats mínims la línia que millor s'ajusta a la trajectoria que descriu la mostra durant la seva desmagnetització, representada en un diagrama de projecció ortogonal (diagrames de Zijdeveld, 1967), que ens permet visualitzar els canvis d'intensitat, declinació i inclinació que es donen al llarg del procés de desmagnetització.

La selecció dels passos de desmagnetització que representen la component característica es realitza segons el propi criteri i comparant els resultats de les mostres d'una mateixa estació (generalment es disposa de tres mostres per estació) i la possible concordança amb les estacions infra i suprajacents. D'aquesta manera es convenient diferenciar la fidedignitat de les diferents estacions establint un índex de qualitat. Per això s'han dividit les mostres i estacions en tres classes (Fig. 6.4) (que s'han representat en les diferents figures on es representa la magnetostratigrafia dels perfils): 1) *Classe A*: corresponen a estacions amb mostres que tenen caigudes d'intensitat rectilínies o subrectilínies dirigides cap a l'origen de coordenades dels gràfics de Zijdeveld, temperatures de desbloqueig superiors als 400°C, un mínim de 3 mostres i un nombre de passos de desmagnetització igual o superior a 3 (Fig. 6.4.a); 2) *Classe B*: corresponen a estacions amb mostres amb trajectòries no rectilínies però ben definides, amb dues o tres mostres per estació i una direcció de magnetització inambigua (Fig. 6.4.b); 3) *Classe C*: corresponen a estacions amb mostres que tenen trajectòries irregulars i entre 1 i 3 mostres per estació que poden tenir direccions poc representatives del camp geomagnètic (Fig. 6.4.c).

Pel càlcul de les polaritats magnètiques s'han tingut en compte el conjunt de les tres classes, però per obtenir la direcció de magnetització mitja de cada perfil només s'ha tingut en compte les direccions de classe A i B i s'han descartat les de classe C que no mostrassin una direcció coherent.

La precisió de les direccions mitjes de cada perfil s'ha expressat mitjançant els paràmetres estadístics de Fisher (1953) k i α_{95} . El paràmetre de precisió k dona la mesura de la homogeneïtat de la distribució al voltant de la direcció mitja i és més gran com major és la concentració de les direccions al voltant de la mitja. L'altre paràmetre, α_{95} representa l'angle del semicon centrat en la direcció mitja en l'interior del qual existeix una probabilitat del 95% de trobar la direcció real. Per tant, quan més petita sigui més precisió té el valor de la mitja obtinguda. Segons Van der Voo (1990) es pot considerar que una direcció té una precisió suficient quan $k > 10$ i $\alpha_{95} < 16$.

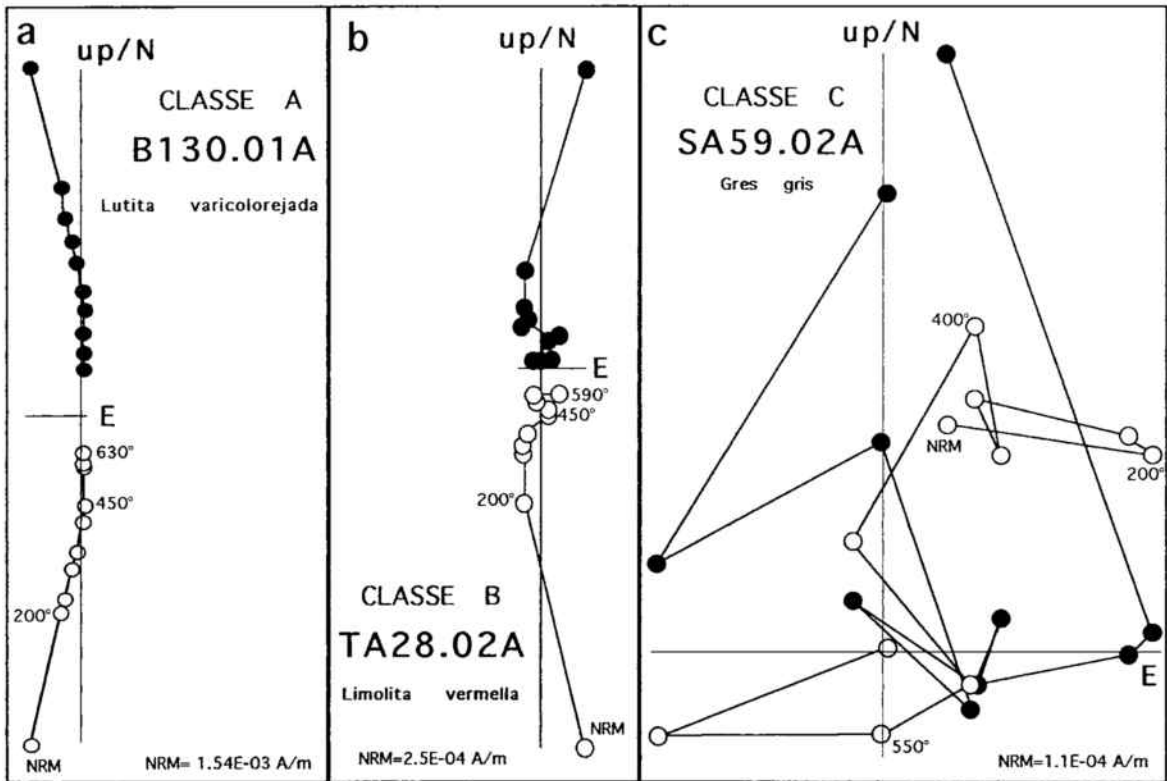


Figura 6.4. Exemples de diagrames de desmagnetització de Zijderveld segons la classificació utilitzada. a) Classe A, mostra que té una caiguda d'intensitat rectilínia dirigida cap a l'origen i temperatures de desbloqueig superiors als 400°C; b) Classe B, mostra amb trajectòria no rectilínia però ben definida i una magnetització de polaritat inambigua; c) Classe C, mostra que té una trajectòria mal definida i uns valors de declinació i d'inclinació de la Magnetització Romanent Característica ambigus.

6.5.1. Tests d'estabilitat de la magnetització

Com a conseqüència de la presència de magnetitzacions secundàries, cal dur a terme una sèrie de tests per comprovar l'estabilitat de la magnetització primària. Al mateix temps, mitjançant aquests tests, es comproba l'eficàcia de les tècniques de desmagnetització de manera que les direccions paleomagnètiques calculades siguin les que realment reflecteixin la direcció del camp registrat en la roca.

Bàsicament, els diferents tests estan pensats per comprovar l'edat relativa de la magnetització respecte al temps de formació de les roques (test del plec i test del conglomerat) o bé per verificar l'efectivitat dels processos de desmagnetització a l'aïllar i identificar la magnetització característica (test de l'inversió de les direccions).

6.5.1.1. Test del plec

El test del plec es basa en l'anàlisi comparatiu de les direccions paleomagnètiques d'estacions situades en els flancs d'un plec (Graham, 1949). Si les direccions paleomagnètiques

entre aquestes estacions presenten un major agrupament quan son referides a coordenades geogràfiques o *in situ*, implica que la magnetització és posterior a la formació del plec. Si pel contrari, les direccions mostren un major agrupament després de la correcció tectònica, s'entén que la magnetització es anterior al plec i es diu que el test és positiu.

Existeixen diverses maneres de dur a terme aquest test segons diferents autors. McElhinny (1964) proposa una indicació qualitativa ràpida d'aquest test, obtinguda a partir de la relació entre el paràmetre de precisió k de la mitja abans i després de la correcció tectònica. Més recentment, McFadden & Jones (1981) proposen un altre tipus de test basat en la comprovació de la hipòtesi nul.la d'una direcció comú per a totes les estacions, aquesta hipòtesi nul.la equival a dir que les capes es troben en la seva posició relativa adequada respecte al temps de la magnetització. Si la hipòtesi nul.la pot ser rebutjada en coordenades geogràfiques, però no després de la correcció tectònica, es conclou que la magnetització va tenir lloc abans del plegament. Aquest test s'ha dut a terme en la única secció (Sarral) amb presència de deformació en forma de plec, però com a conseqüència de la poca deformació dels flancs (inferior als 20°) el test ha resultat no significatiu.

6.5.1.2. Test del conglomerat

Aquest test es pot aplicar quan fragments de roca procedents de materials infrajaccents de la unitat estudiada, s'han resedimentat en forma de blocs en nivells conglomeràtics més moderns. Si la magnetització característica dels blocs s'ha mantingut estable des del moment de la seva sedimentació, la magnetització observada en un nombre suficient de blocs donarà una distribució a l'atzar de les direccions. En aquest cas podrem parlar d'un test positiu, ja que tenim una magnetització estable anterior a la erosió i resedimentació dels blocs. Si contràriament, la magnetització característica dels blocs mostra una distribució al voltant d'una direcció mitja significativa, la magnetització és posterior a la sedimentació del blocs. Aquest tipus de test no s'ha realitzat per manca d'un nombre suficient de mostres.

6.5.1.3. Test de l'inversió de les direccions

El test de l'inversió de les direccions (Cox & Doell, 1960) comprova si dos conjunts de direccions, de polaritat normal i inversa en un perfil, poden assimilar-se a dues distribucions amb direccions mitjes antipodals. Aquest test és útil per determinar si les direccions paleomagnètiques que obtenim representen una única component de magnetització o bé si estan contaminades per altres components. Si es dona aquesta contaminació per una component secundària, aleshores la primària resulta desviada, de manera que les direccions mitjes normal i inversa deixen de ser antipodals. Es tracta d'invalidar fins a un nivell de confiança del 95% la hipòtesi nul.la de que els dos conjunts de direccions representen una mateixa component de

magnetització, de manera que quan no és possible refutar la hipòtesi nul.la tenim un test positiu. Aquest test presenta la particularitat de que si tenim un nombre d'observacions petit o si la distribució té una dispersió molt gran, resulta quasi bé inevitable que la hipòtesi nul.la no pugui ser rebutjada, això implica que un resultat positiu del test pot ser donat per una manca de precisió en les dades.

Per intentar resoldre aquesta situació s'ha optat per seguir el model de McFadden i McElhinny (1990), els quals proposen una classificació senzilla del test per ponderar el volum i la qualitat de la informació. Aquesta classificació es basa en el valor de l'angle entre les direccions mitjes dels dos conjunts de dades per sobre del qual la hipòtesi nul.la d'una direcció comuna quedaria invalidada amb un 95% de confiança. Segons aquest valor anomenat *angle crític* (γ_c), un test positiu es classifica en classe A si $\gamma_c < 5^\circ$, classe B si $5^\circ < \gamma_c < 10^\circ$, i classe C si $10^\circ < \gamma_c < 20^\circ$. Si $\gamma_c > 20^\circ$ es proposa classificar el test com indeterminat, indicant que la hipòtesi nul.la no pot rebutjar-se per insuficiència de dades, independentment del grau de coincidència de les direccions mitjes. Un test negatiu significa que l'angle entre les dues direccions mitjes és més gran que l'angle crític.

Aquest test s'ha realitzat en totes les seccions magnetostratigràfiques, resultant positiu en set dels nou (78%) perfils estudiats (sis de classe C i un de classe B). Els tests negatius corresponen a la secció de Tarrés on es deu segurament a la diferència existent entre els valors del paràmetre k , i a la de Cervià a causa de la diferència d'angle entre les declinacions.

Per contrastar els resultats obtinguts amb el test de McFadden & McElhinny (1990), s'ha adaptat el test de Demarest (1983) (Taula 6.2). Aquest test determina la significació de la desviació de la declinació entre dos poblacions. L'adaptació que s'ha fet és considerar que aquestes dues poblacions són la distribució de direccions normals (D_n) i la de direccions inverses (D_i), mitjançant la relació que s'estableix entre r , que és la diferència de declinacions ($r = D_n - D_i$) i ΔR que s'obté a partir de les expressions:

$$\begin{aligned}\Delta R &= (\Delta D_n^2 + \Delta D_i^2)^{1/2} \\ \Delta D_n &= \arcsin(\sin \alpha_n / \cos I_n) \\ \Delta D_i &= \arcsin(\sin \alpha_i / \cos I_i)\end{aligned}$$

on D_n , I_n , α_n són la declinació, inclinació i α_{95} de la població normal i D_i , I_i , α_i són la declinació, inclinació i α_{95} de la població inversa. D'aquesta relació s'obté que si r és més petita que ΔR , o sigui, si en el gràfic (Fig. 6.5) els punts dibuixats queden per sobre de la línia de pendent, el test és positiu, es a dir, no hi ha una desviació significativa de les declinacions. Aplicant també aquest test a totes les seccions, s'obté que tots els tests resulten no significatius, o sigui, positius.

Secció	Declinació	Inclinació	N	R	K	α_{95}	McFadden & McElhinny(1990)			Demarest (1983)		
							Angle N-I	A.critic	Classe	r	Dr	Classe
Rocafort	352,4	51,3	8	7,6	19,0	13,0	16,5	17,0	Positiu C	21,5	28,8	Positiu
	193,9	-43,4	5	4,9	30,4	14,1						
Sarral	355,0	47,8	12	11,4	18,4	10,4	10,8	11,8	Positiu C	9,1	16,9	Positiu
	184,1	-39,2	40	38,1	20,7	5,1						
Solivella	357,8	37,8	7	6,6	15,3	15,9	4,4	19,6	Positiu C	1,0	25,6	Positiu
	176,8	-33,5	9	8,5	16,6	13,0						
Tarrés	358,9	52,9	7	6,9	41,3	9,5	12,4	9,4	Negatiu	8,4	17,8	Positiu
	187,3	-41,9	34	32,2	18,0	6,0						
Vinaixa	0,8	43,4	17	16,5	31,7	6,4	9,1	10,7	Positiu C	11,5	15,4	Positiu
	192,3	-40,5	13	12,4	19,9	9,5						
Cervià	3,6	49,0	30	29,0	27,4	5,2	10,4	9,5	Negatiu	8,7	14,6	Positiu
	192,3	-40,6	15	14,2	17,9	9,3						
Gandesa	359,4	49,0	59	56,2	20,5	4,2	9,5	9,6	Positiu B	5,5	12,7	Positiu
	184,9	-40,3	32	29,0	15,2	8,3						
Granadella	3,8	42,9	45	42,7	19,5	4,9	9,1	13	Positiu C	5,3	31,4	Positiu
	189,1	-34,8	9	8,5	17,1	12,8						
Torrente	0,8	47,2	48	45,7	20,5	5,7	10,0	10,2	Positiu C	12,9	15,5	Positiu
	193,7	-43,1	35	31,2	9,1	9,5						

Taula 6.2. Taula on s'indiquen les dades principals de cada secció (declinació, inclinació, nombre de mostres i paràmetres R, k i α_{95}) i els resultats obtinguts de les proves de la inversió de les direccions segons els mètodes de McFadden & McElhinny (1990) i Demarest (1983).

De la combinació i contrastació de les dades dels dos tests, es pot concloure que el rentat magnètic ha estat suficientment efectiu per aïllar la component característica. Les diferents direccions mitjes de cadascun dels perfils es consideren per tant representatives de la magnetització registrada en el moment de la sedimentació.

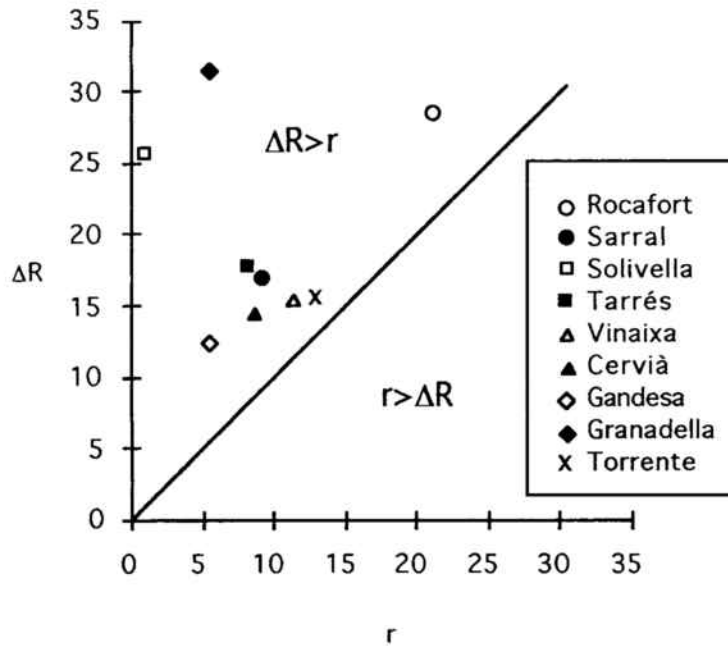


Figura 6.5. Gràfic per determinar la significació de la desviació de les declinacions de les diferents seccions magnetostratigràfiques adaptat a partir del mètode de Demarest (1983), on es compara si el grup de direccions normals és paral·lel al grup d'inverses per a una mateixa secció. Els punts per sobre de la línia inclinada ($\Delta R > r$) mostren que no hi ha desviacions significatives.

6.5.2. Inclínacions anòmales

En la elaboració dels resultats finals, s'han observat uns valors de les inclinacions mitjes anormalment baixos (per exemple, veure figures 6.12, 6.15 o 6.30). Arrel d'un estudi sobre les característiques paleomagnètiques de materials al·luvials (Barberà *et al.*, *in press*), s'ha posat de manifest que existeix una relació entre el contingut relatiu de filosilicats i les inclinacions anormalment baixes que presenten determinades litofàcies (Fig. 6.6). Aquest fet s'ha posat de manifest per altres autors tant en experiments de laboratori com en mostres de camp (Arason & Levi, 1990; Collombat *et al.*, 1993; Garcés *et al.*, 1996a, b; Kodama, 1997).

Sobre un total de 110 mostres estudiades, classificades en cinc grups litològics (gresos grisos, gresos vermells i varicolorejats, argiles vermelles, llims vermells i calcàries), s'ha observat que en les litofàcies on no hi ha abundància relativa de filosilicats (gresos grisos i calcàries) les inclinacions paleomagnètiques oscil·len al voltant dels 50° tant per les normals com per les inverses i poden considerar-se com adequades per la posició latitudinal on es situen. Les litofàcies amb un major percentatge relatiu de filosilicats (gresos vermells) presenten unes inclinacions una mica més baixes (al voltant dels 38° per les inclinacions inverses i 43° per les normals), mentre que els materials amb un percentatge elevat en filosilicats (argiles i llims vermells) es mantenen al voltant dels 43° per les inclinacions normals, però baixen fins als 30° per les inclinacions inverses.

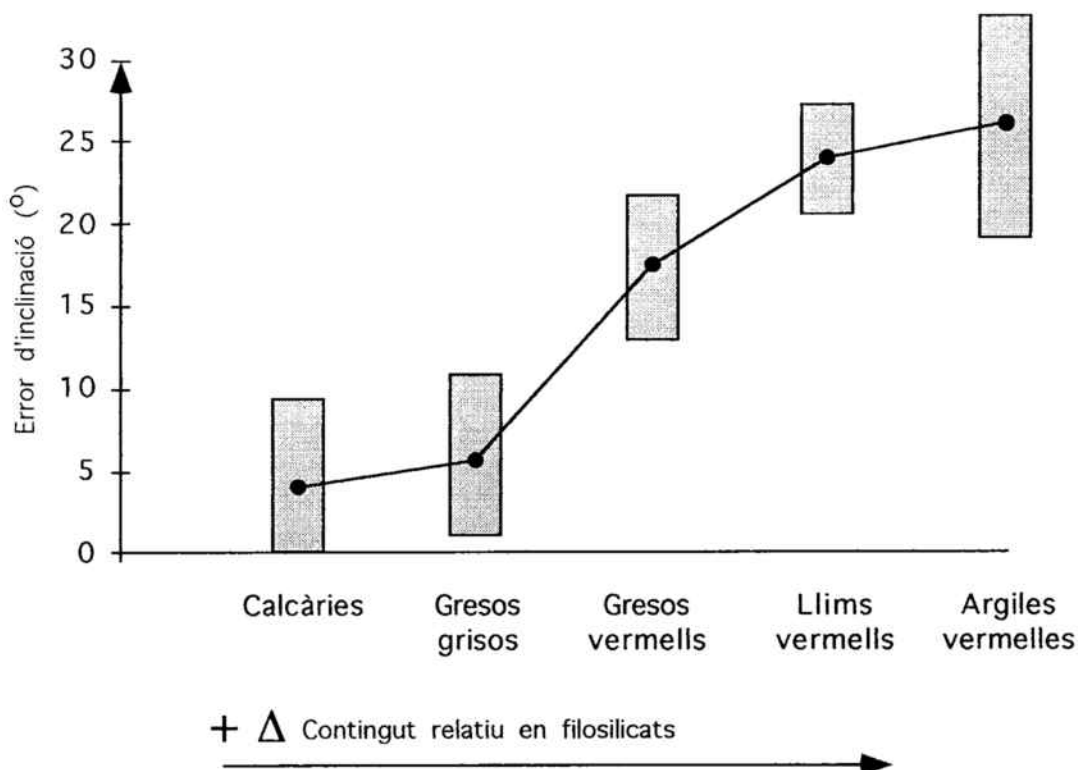


Figura 6.6. Gràfic de correlació entre l'error de l'inclinació paleomagnètica i el contingut relatiu en filosilicats de les litofàcies seleccionades. A un major contingut en filosilicats li correspon un major error d'inclinació, suggerint que la presència d'aquests minerals està lligada a l'error d'inclinació.

Aquestes baixes inclinacions poden tenir el seu origen en diversos factors com ara el control hidrodinàmic de les partícules magnètiques durant la seva deposició, compactació diferencial del sediment durant l'enterrament, deformació tectònica, etc. En aquest cas la deformació tectònica és mínima ja que les probes realitzades sobre la ASM presenten una fàbrica magnètica foliada paral·lela a l'estratificació, amb una K1 (direcció de màxima susceptibilitat) horitzontal (Fig. 6.2.a) tal i com seria d'esperar per una litofàcies detrítica no deformada i, per una altra part, la compactació del sediment no explica aquestes inclinacions anormalment baixes que no presenten cap tipus de gradació vertical (més compactació en la part inferior de la successió i per tant menor inclinació).

Per tant, les condicions hidrodinàmiques del medi deposicional i el contingut relatiu en filosilicats són els principals responsables de les baixes inclinacions, amb el suport de la relació que s'ha establert entre litofàcies fines (major percentatge de filosilicats) i inclinacions baixes. Els filosilicats que constitueixen les litofàcies fines, tendeixen a situar-se paral·lelament a la superfície d'estratificació com conseqüència de la seva morfologia planar i les partícules magnètiques són atretes per les càrregues elèctriques dels filosilicats, això impideix que els minerals magnètics puguin orientar-se únicament segons el camp geomagnètic. Aquesta situació s'accentua en els sediments fins laminats per la pròpia disposició paral·lela dels filosilicats. Aquest fenomen també ha estat observat en fàcies similars corresponents a sediments al·luvials

de la conca del Vallés-Penedés (Garcés *et al.*, 1996a, b).

6.5.3. Implicacions paleolatitudinals

A partir de les direccions paleomagnètiques calculades en les diferents seccions, es possible calcular la posició paleolatitudinal de l'àrea d'estudi, projectant la posició de la paleolatitud per a cadascun dels perfils. Per dur a terme aquest càlcul s'han utilitzat 411 estacions (s'han rebutjat les que presentaven un clar efecte d'inclinacions baixes). En primer lloc s'han convertit les direccions inverses a normals i a continuació s'han obtingut els paràmetres fisherians per cada secció. El càlcul del paleopol es fa a partir de la mitja fisheriana de les direccions mitjes de les seccions (Taula 6.3 i Fig. 6.7).

DIRECCIONS PALEOMAGNETIQUES								
Secció	<i>Rocafort</i> Eocè sup.	<i>Sarral</i> Es-Oi	<i>Tarrés</i> Oligocè inf.	<i>Vinaixa</i> Oligocè inf.	<i>Cervià</i> Oligocè inf.	<i>Gandesa</i> Oligocè sup.	<i>Granadell</i> Oligocè sup.	<i>Torrente</i> Oligocè-Miocè inf.
Declinació	0,9	1,9	5,2	5,5	9,1	3,6	9,2	12,4
Inclinació	48,6	46,5	46,8	44,7	46,5	51,0	45,1	49,8
N	13	52	41	30	47	91	54	83
R	12,4	49,2	39,0	28,9	45,0	84,7	50,3	76,5
k	19,1	18,4	19,8	26,0	22,2	14,2	14,5	12,7
α_{95}	9,7	4,7	5,2	5,3	4,6	4,1	5,3	4,5
Paleolatitud	29,5	27,7	28,0	26,3	27,8	31,7	26,7	30,6
Plat	78,1	76,3	76,0	74,3	74,8	80,3	73,6	75,6
Plong	177,4	174,1	161,7	162,5	151,7	161,8	150,1	132,6
Direcció mitja de les seccions		Decl.	Incl.	k	α_{95}			
		6,0	47,4	545,3	2,4			
Pol Paleomagnètic de l'Oligocè		Lat (N)	Long (E)	k	α_{95}			
		76,6	160,6	409,0	2,7			

Taula 6.3. Taula on es mostren les dades corresponents al càlcul de les paleolatituds de les diferents seccions magnetostratigràfiques i els resultats del càlcul del paleopol.

Les dades obtingudes en el present treball es basen en el càlcul de la paleolatitud en un nombre considerable de mostres. La paleolatitud obtinguda pel límit Eocè-Oligocè és de 27,7° i pel límit Oligocè-Miocè és de 30,6° (Taula 6.3, perfils de Sarral i Torrente de Cinca).

Existeixen diversos treballs que ens permeten la contrastació i discussió dels resultats obtinguts. Tenint en compte les dades recollides per Van der Voo (1993) sobre treballs paleomagnètics en la Península Ibèrica, s'ha realitzat una comparació sobre la posició

paleolatitudinal d'Ibèria respecte Europa i Àfrica (Fig. 6.7b). Els diferents treballs mostren resultats que poden ser agrupats en tres grups d'opcions per l'estimació de les paleolatituds de la Península Ibèrica, en el període de temps que considerem.

a) Un primer grup d'opcions constituït per les dades promig del Terciari d'Ibèria (Van der Voo, 1993), les dades de Pascual & Parés (1990) i per dades corresponents al bloc de Còrsega considerat com part de la mateixa microplaca amb Ibèria (Van der Voo, 1993, Taula A7), que presenten paleolatituds de la Conca de l'Ebre al voltant dels 24°. Aquests treballs proposen una paleolatitud molt baixa possiblement com conseqüència de: 1) promitjar les dades d'un lapse de temps massa llarg (inclou dades des del Paleocè fins al Miocè), 2) per un clar efecte de *shallowing* en les dades de Pascual & Parés (1990) ja que es tracta de dades obtingudes en una successió lateralment equivalent a les aquí estudiades i, 3) per una possible combinació d'efecte *shallowing* i una deficient reconstrucció cinemàtica per les dades del bloc de Còrsega.

b) Un segon grup el formen les dades d'aquesta memòria i les provinents de mesures paleomagnètiques fetes en materials volcànics del N d'Europa (Van der Voo, 1993, Taula A2), que donen una paleolatitud d'uns 30°, o sigui, valors intermitjos entre els màxims i mínims que es consideren en aquests treballs (Van der Voo, 1993; Smith, 1996).

c) El tercer grup constituït per una mitja de dades nord-africanes basades en les posicions dels *hot spots* atlàntics-africanos de Livermore & Smith (1985) i recollides en el mateix treball (Van der Voo, 1993, Taula A4) que donen una posició al voltant dels 37°. En aquest mateix grup es troben les dades de Smith (1996) que es basen en la determinació de la paleolatitud d'un punt de la Península Ibèrica lligant-la a un continent major de referència, en aquest cas Euràsia, utilitzant dades de l'expansió del fons oceànic, calculant el pol a partir de les dades de Lock & McElhinny (1991) i tenint en compte l'escala de referència paleomagnètica de Harland *et al.* (1990). Aquestes dades es troben en consonància amb les d'altres autors (Dercourt *et al.*, 1986; Dewey *et al.*, 1989) que utilitzen el mateix sistema de càlcul dels pols i l'escala de Harland *et al.* (1990), aquestes dades situen la paleolatitud de la ciutat de Barcelona al voltant dels 35,5° pel límit Eocè-Oligocè i al voltant dels 36,2° pel límit Oligocè-Miocè.

Les dades dels hot-spots atlàntics-africanos recolzen la posició paleolatitudinal d'Ibèria segons les dades més recents i la opinió més generalitzada (Smith, 1996), malgrat que les dades africanes corresponen a treballs una mica antics (anys 70 i començament dels 80) i sempre i quan es considerin precises les dades de Livermore & Smith (1985) sobre la posició dels *hot spots*. D'altra banda, la pràctica coincidència entre les dades paleolatitudinals d'aquesta memòria i les obtingudes a partir de materials volcànics (generalment amb millor resposta paleomagnètica) del N d'Europa (Van der Voo, 1993), obre un punt de discussió sobre la posició d'Ibèria i, per tant, d'Àfrica, ja que en aquest cas també, dues fonts d'informació

independents arriben a resultats similars.

Els resultats obtinguts mitjançant les dues aproximacions, paleomagnètica (dades de volcànics del N d'Europa de Van der Voo (1993) i d'aquest treball) i cinemàtica (Smith, 1996), són similars i mostren una diferència màxima de 7°. Aquesta diferència no es massa significativa en termes globals, però es evident que té molta importància i no es banal en termes regionals, de cara a la comprensió dels processos tectònics que van afectar Ibèria durant el Paleògen (p. ex. edificació de l'orògen pirinenc i d'altres estructures contractives d'intraplaca d'Ibèria com les Serralades Costaneres Catalanes i la Serralada Ibèrica). En tot cas, la variació paleolatitudinal de la placa Ibèrica al llarg de l'Oligocè va ser relativament petita i sembla ser difícil precisar-la en termes d'un anàlisi exclusivament paleomagnètic tal i com ja va ser indicat per altres autors (Parés, 1988).

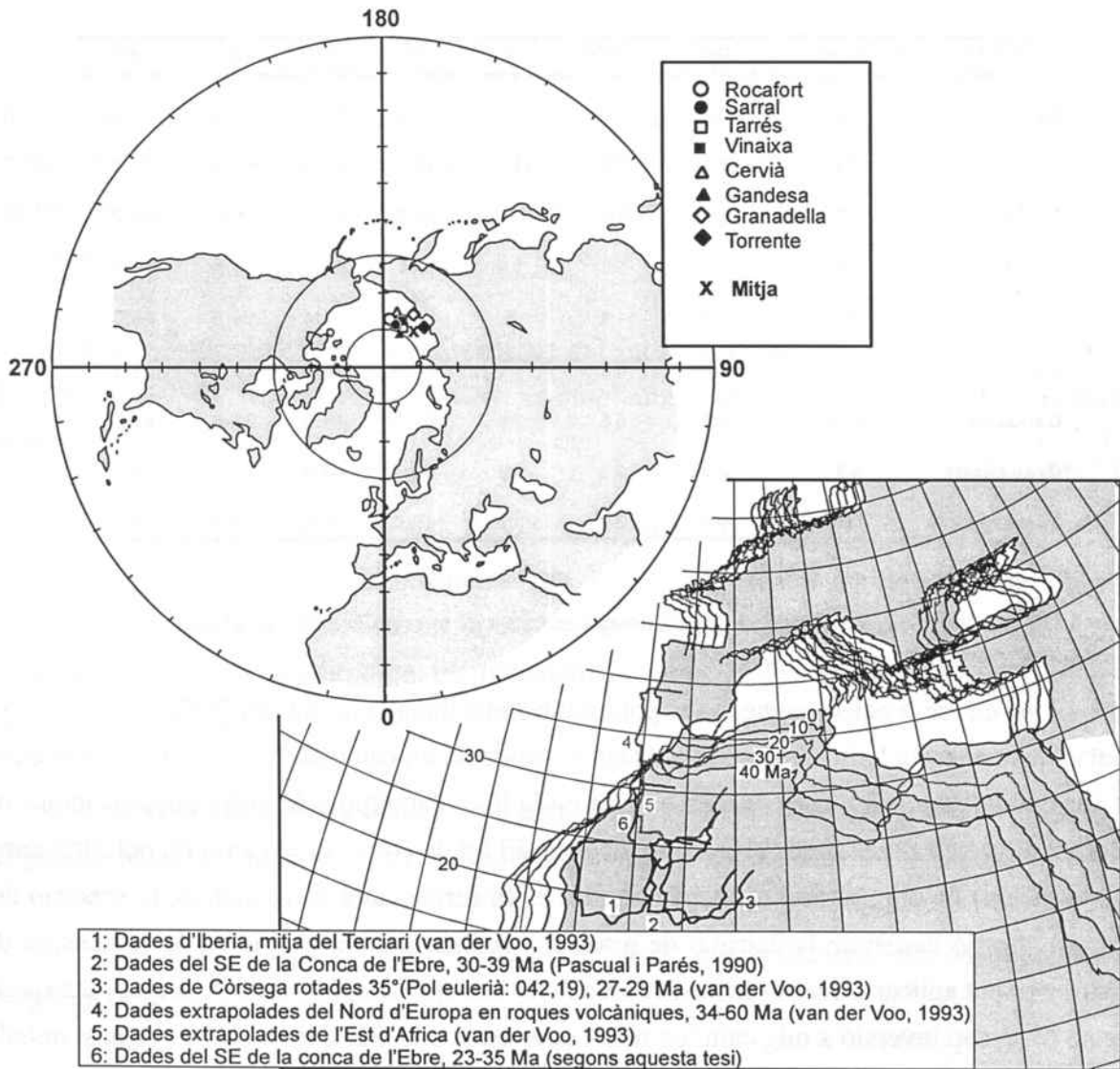


Figura 6.7. Projectió de cadascun dels pols paleomagnètics calculats en els perfils magnetostratigràfics d'aquest treball i mitja de tots els perfils. Posició paleolatitudinal d'Ibèria segons recopilació de dades ibèriques, europees i africanes (les dades de Smith (1996) pràcticament coincideixen amb les dades africanes).

6.6. OBTENCIÓ DE LES POLARITATS MAGNÈTIQUES

Aquest treball s'ha desenvolupat en nou seccions magnetostratigràfiques: Rocafort, Sarral, Solivella, Tarrés, Vinaixa, Cervià, Gandesa, La Granadella i Torrente de Cinca. La seqüència de polaritat magnètica en cada successió s'ha obtingut a partir de la determinació de la mitja dels valors de declinació i inclinació per cada mostra, obtenint-se com a conseqüència un valor dels paràmetres k i α_{95} per cada estació, i posteriorment s'ha calculat la paleolatitud del Pol Geomagnètic Virtual (PGV) de cada estació. Per això s'han utilitzat els resultats de la desmagnetització progressiva de tres espècimens de mostres diferents. Sempre s'han utilitzat els espècimens classificats com de classe A i B (veure capítol 6.5). La bona resolució de les dades ve confirmada pels percentatges de mostres de classe A i B, o sigui, amb polaritat ben definida, que oscil·la entre un 88% en la secció de Torrente de Cinca i un 67% en la de Gandesa (Taula 6.4).

Secció	Total estacions	Total A	Total B	Total C	%A	%B	%C	%A+B
Rocafort	20	5	10	5	25.0	50.0	25.0	75.0
Sarral	74	24	35	15	32.4	47.3	20.3	77.7
Solivella	19	6	10	3	31.6	52.6	15.8	84.2
Tarrés	59	2	39	18	3.4	66.1	30.5	69.5
Vinaixa	35	12	18	5	34.3	51.4	14.3	85.7
Cervià	60	17	32	11	28,3	53,4	18,3	81,7
Gandesa	117	26	53	38	22.2	45.3	32.5	67.5
Granadella	67	23	33	11	34.3	49.3	16.4	83.6
Torrente	100	49	39	12	49.0	39.0	12.0	88.0

Taula 6.4. Taula resum de la classificació de les diferents estacions de totes les seccions estudiades.

Una direcció paleomagnètica té polaritat normal quan la latitud del PVG és positiva i és inversa quan aquesta latitud és negativa. Quan es produeix un canvi en la polaritat, el límit entre les dues magnetozones s'ha definit en el punt on la línia d'interpolació entre dues estacions de polaritat diferent talla la línia de paleolatitud zero. El fet de col·locar el canvi de polaritat entre dues estacions en el punt mig on la paleolatitud es fa zero és una aproximació, la precisió del límit en qüestió depen de la densitat de mostreig. Aquest mateix problema de la densitat de mostreig es pot aplicar a dues estacions consecutives amb la mateixa polaritat, ja que s'interpreta que no hi ha cap inversió a mig camí entre les dues estacions. Pel que respecte a aquest treball, l'EGPM i l'escala magnetostratigràfica local obtinguda són perfectament comparables. Aquest fet es recolza a més a més en el registre de nombrosos criptocrons que també apareixen en la EGPM (veure capítol 7.3)

6.7. CRITERIS DE QUALITAT PER DADES MAGNETOSTRATIGRÀFIQUES

Opdyke & Channell (1996) han suggerit recentment una sèrie d'índex de fiabilitat per estudis magnetostratigràfics. Aquests índex es basen en set criteris de fiabilitat establerts per Van der Voo (1990) que aplicava a la construcció de corbes de deriva polar aparent, i que Opdyke & Channell (1996) converteixen en deu criteris de qualitat:

1. L'edat estratigràfica de la successió s'ha de conèixer a nivell d'estatge i la paleontologia associada s'ha de presentar adequadament.
2. Les estacions han de trobar-se en una secció estratigràfica mesurada. Si la secció no està acuradament mesurada, la correlació del registre de les zones de polaritat amb la EGPM podria ser errònea.
3. S'ha de verificar d'una manera completa la desmagnetització tèrmica o per camps alternants i l'anàlisi dels components de la desmagnetització mitjançant l'utilització de projeccions ortogonals (Zijderveld, 1967). Tots els estudis recents utilitzen la desmagnetització i l'anàlisi de vectors tenint en compte l'identificació dels components de la magnetització present a les mostres.
4. La determinació de les direccions cal fer-la per l'anàlisi de mínims quadrats de Kirschvink (1980). Aquest tipus d'anàlisi és àmpliament utilitzat en els treballs dels darrers anys.
5. Les dades numèriques han de ser complertes, els diagrames de barres de blancs i negres no aporten la informació adequada. Les dades cal presentar-les amb la latitud del PGV segons la posició estratigràfica de la mostra i/o amb la declinació i inclinació amb la corresponent posició estratigràfica. Els paràmetres estadístics de Fisher (1953) cal mostrar-los plenament contrastats.
6. Determinació de la mineralogia magnètica. És important determinar la mineralogia magnètica ja que permet conèixer el moment d'adquisició de la remanència magnètica.
7. Presentació de tests per conèixer l'edat de la magnetització (test del plec, test del conglomerat).
8. Les direccions han de ser antipodals (test de l'inversió de les direccions). Si el test falla, segurament no s'ha acabat d'eliminar alguna component secundària de magnetització.

9. Estimació d'edats radiomètriques en les seccions estratigràfiques. Les datacions amb $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ o U-Pb a partir de cendres volcàniques o bentonites són freqüentment utilitzades per correlacionar les zones de polaritat amb la EGPM.

10. Existència de múltiples seccions. L'estratigrafia magnètica és més convincent si s'obté en diverses seccions i amb solapament de magnetozones.

Generalment, són pocs els treballs que reuneixen els deu criteris. Per exemple les datacions radiomètriques no són sempre possibles i els test de camp són impossibles dur-los a terme en zones amb absència de plecs o en sondatges marins. Malgrat això, els estudis magnetostratigràfics recents compleixen generalment un mínim de cinc dels criteris establerts. Aquests és el cas d'aquest treball on es compleixen vuit dels deu criteris abans enumerats. Efectivament, l'edat estratigràfica de les successions es coneix a nivell d'estatge i la posició dels diferents jaciments de micromamífers està perfectament determinada. Totes les estacions es troben al llarg de perfils estratigràfics que s'han aixecat expresament per realitzar la magnetostratigrafia i s'han contrastat amb perfils aixecats per altres autors i altres perfils de control. S'ha arribat a una desmagnetització tèrmica completa i l'anàlisi dels components de la desmagnetització s'ha dut a terme mitjançant l'utilització de projeccions ortogonals de Zijdeveld, determinant la direcció característica amb el mètode de Kirschvink. La presentació de les dades es fa incloent la declinació, inclinació i latitud del PGV segons la posició estratigràfica de la mostra per cada perfil aixecat. També s'incloeix les projeccions estereogràfiques de la MRN i de la MRC per cada perfil amb indicació dels corresponents paràmetres de Fisher. S'ha determinat la mineralogia ferromagnètica mitjançant l'anàlisi de les corbes d'adquisició i caiguda de la MRI i també mitjançant la visió al microscopi de làmines primes. La realització del test del plec ha resultat no significativa com a conseqüència de la poca deformació. La major part de les seccions (excepte la de Rocafort) han donat positiu en el test de l'inversió de les direccions segons el mètode de Demarest, amb el que es demostra que les direccions són antipodals. No s'ha pogut obtenir cap datació radiomètrica per l'absència de cendres volcàniques o bentonites. Finalment, s'han aixecat un total de nou seccions magnetostratigràfiques amb un total de 2.400 metres perforats i amb un solapament més o menys important entre les diferents magnetozones.

Per tant, es pot concloure que la qualitat de les dades paleomagnètiques de base presentades en aquest treball és quasi òptima si tenim en compte que es compleixen vuit dels deu criteris anteriorment esmentats.

6.8. SUCCESSIONS MAGNETOSTRATIGRÀFIQUES

Les dades magnetostratigràfiques obtingudes al llarg de totes les successions es presenten ordenades des del perfil més inferior estratigràficament fins al més superior. S'ha treballat en nou seccions magnetostratigràfiques: Rocafort, Sarral, Solivella, Tarrés, Vinaixa, Cervià, Gandesa, La Granadella i Torrente de Cinca. En totes aquestes seccions s'ha intentat que hi hagui una superposició de magnetozones per tal d'assegurar un registre continu de la magnetostratigrafia local. Així mateix, s'ha procurat que al llarg de les diverses successions es trobessin algun o alguns jaciments de micromamífers, bé ja existents o bé de nova troballa, per tal d'assegurar un control biocronostratigràfic més acurat.

A continuació s'exposen els resultats magnetostratigràfics de les seccions estudiades. La situació geogràfica, la potència i la descripció estratigràfica de cadascuna de les seccions es pot consultar en l'apartat 4.3.

6.8.1. Secció de Rocafort

En la secció de Rocafort de Queralt s'han perforat un total de vint estacions de les que un 10% són lutites, un 15% llims, un 40% gresos i un 35% calcàries. D'aquestes estacions s'han obtingut 61 mostres que han donat 67 espècimens dels que s'han desmagnetitzat 62. A l'igual que es dona en les altres seccions la MRN resideix bàsicament en la magnetita pel que fa a les calcàries i en l'hematites pel que fa a les litofàcies vermelles. El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 350° i els 450°C en les calcàries i els 400° - 530°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.8). La direcció mitja de la MRN de la secció és 341/49 i la MRC és $D_{normal} = 352,4$ i $I_{normal} = 51,3$ i $D_{inversa} = 193,9$ i $I_{inversa} = -43,3$ (Fig. 6.9).

Les dades magnetostratigràfiques obtingudes en aquesta secció (Fig. 6.10) mostren un canvi de polaritat situat al voltant del metre 55, definint bàsicament una magnetozona normal inferior i una inversa superior, además de dues estacions de polaritat inversa dins de la magnetozona normal (ambdues estacions representades per tres espècimens de classe B). La localitat amb micromamífers de Rocafort (RO a la figura 6.10) queda situada en la part alta de la magnetozona normal.

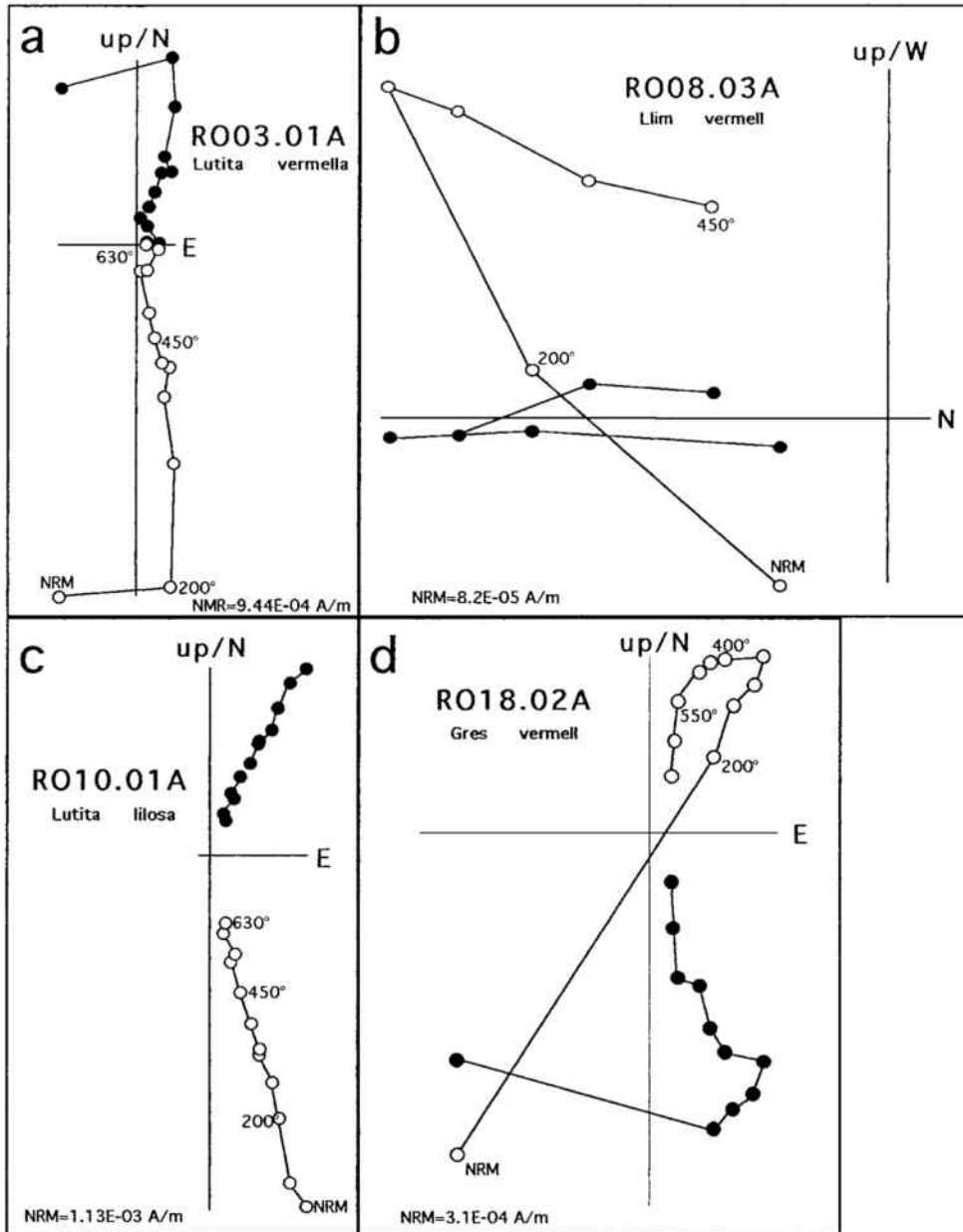


Figura 6.8. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Rocafort amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i c) són normals i b) i d) inverses.

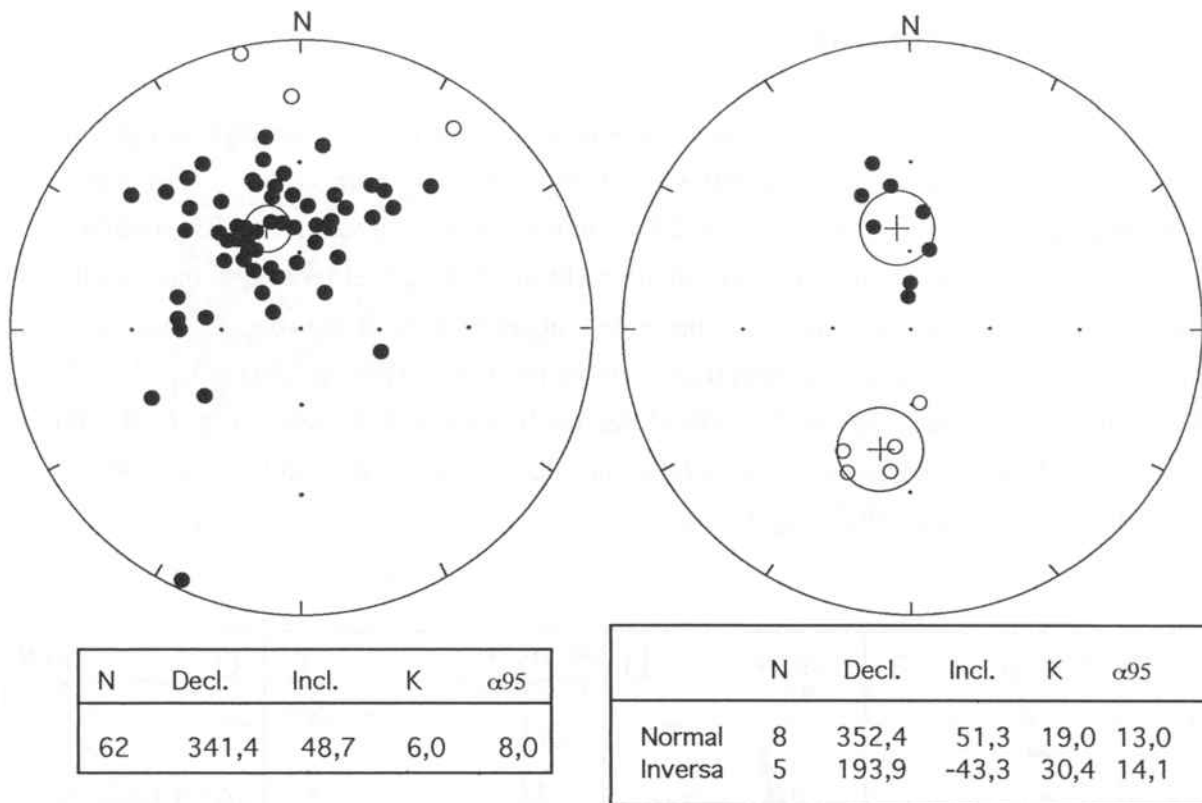


Figura 6.9. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitges calculades per la secció de Rocafort.

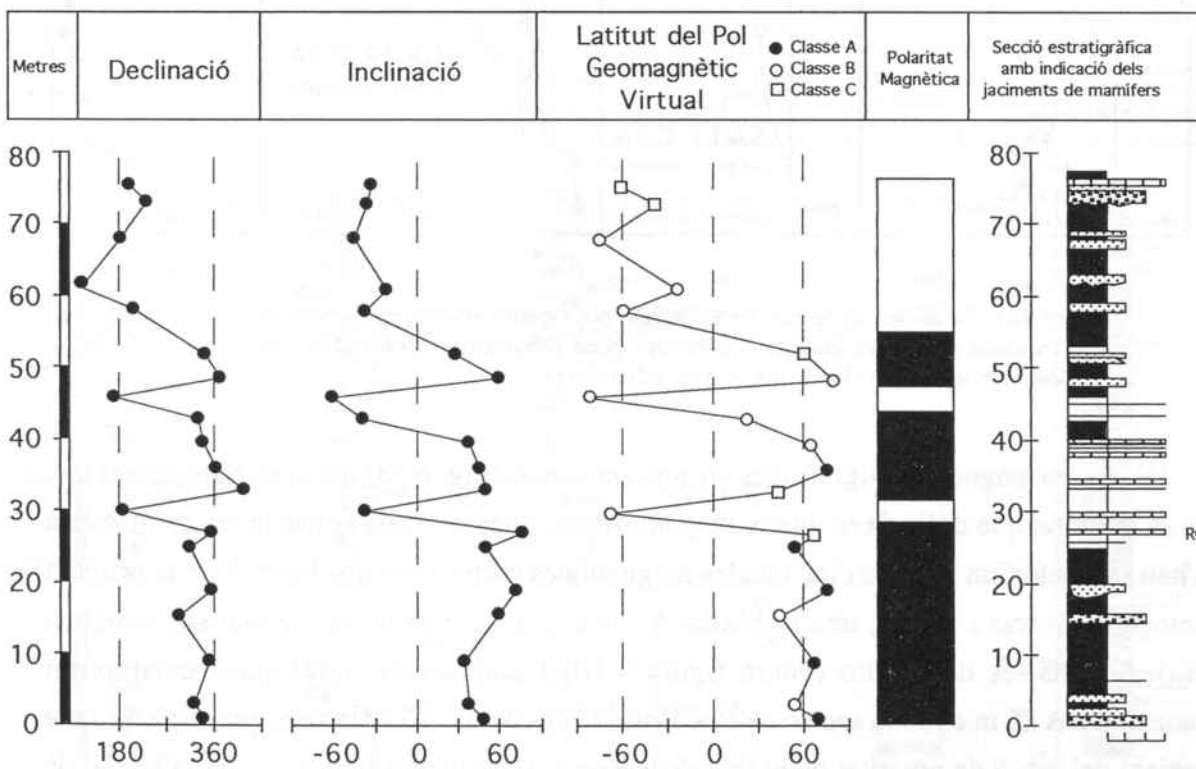


Figura 6.10. Magnetostratigrafia de la secció de Rocafort. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitges fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.2. Secció de Sarral-Solivella

En la secció de Sarral s'han perforat 74 estacions, un 21,6% de les quals són lutites, un 5,4% llims, un 59,5% gresos, un 4% limolites i un 9,5% calcàries. D'un total de 218 mostres, s'han obtingut 285 espècimens dels que 232 s'han desmagnetitzat. La MRN resideix bàsicament en la magnetita pel que fa a les calcàries i limolites i en l'hematites pel que fa a les litofàcies vermelles, encara que alguns cops presenten un component de més baixa coercitivitat sobreimposat (Fig. 6.3). El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 350° i els 450°C en les calcàries i els 400° - 530°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.11). La direcció mitja de la MRN de la secció és 337/44 i la MRC és $D_{normal} = 355$ i $I_{normal} = 47,8$ i $D_{inversa} = 184,1$ i $I_{inversa} = -39,2$ (Fig. 6.12).

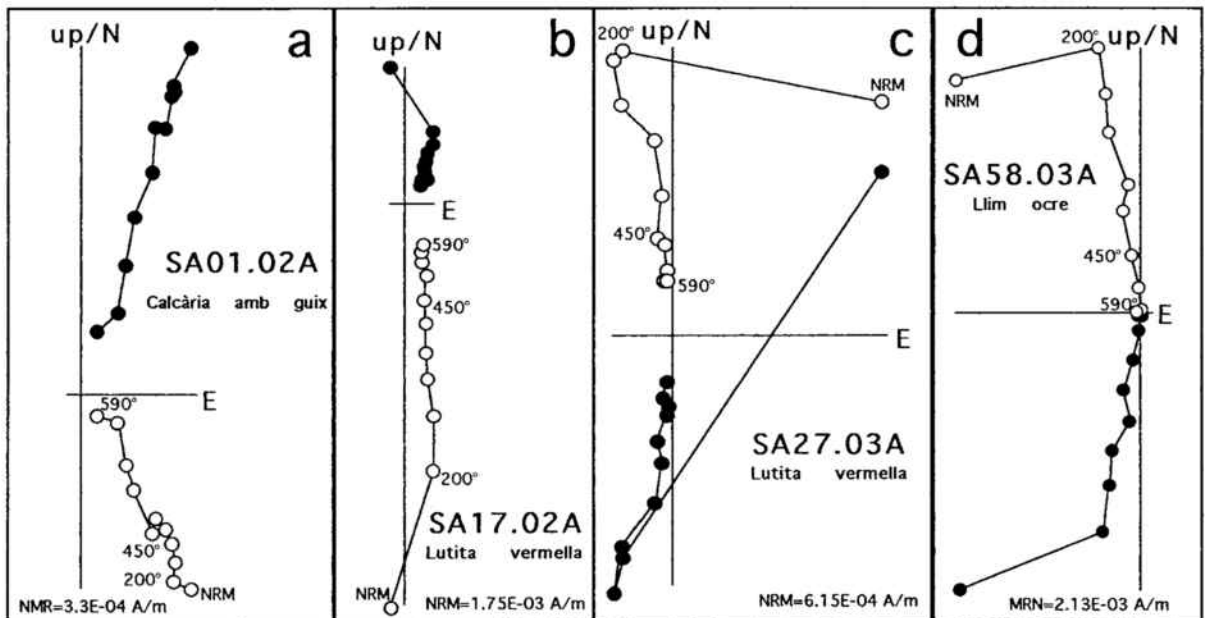


Figura 6.11. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Sarral amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i b) són normals i c) i d) inverses.

Les dades magnetostratigràfiques en aquesta secció (Fig. 6.13) mostren bàsicament tres canvis de polaritat que defineixen quatre magnetozones, dues normals i dues inverses. A més a més s'han reconegut un total de cinc bandes magnètiques curtes (una de classe A en la primera magnetozona inversa i quatre, tres de classe A i una de classe C, en la segona magnetozona inversa). Segons les dades lito (veure figura 4.10) i magnetostratigràfiques, existeix un solapament d'uns 25 m entre la secció de Rocafort i la de Sarral. Aquesta superposició ens dona la repetició del canvi de polaritat de la secció de Rocafort en la part més baixa de la secció de Sarral.

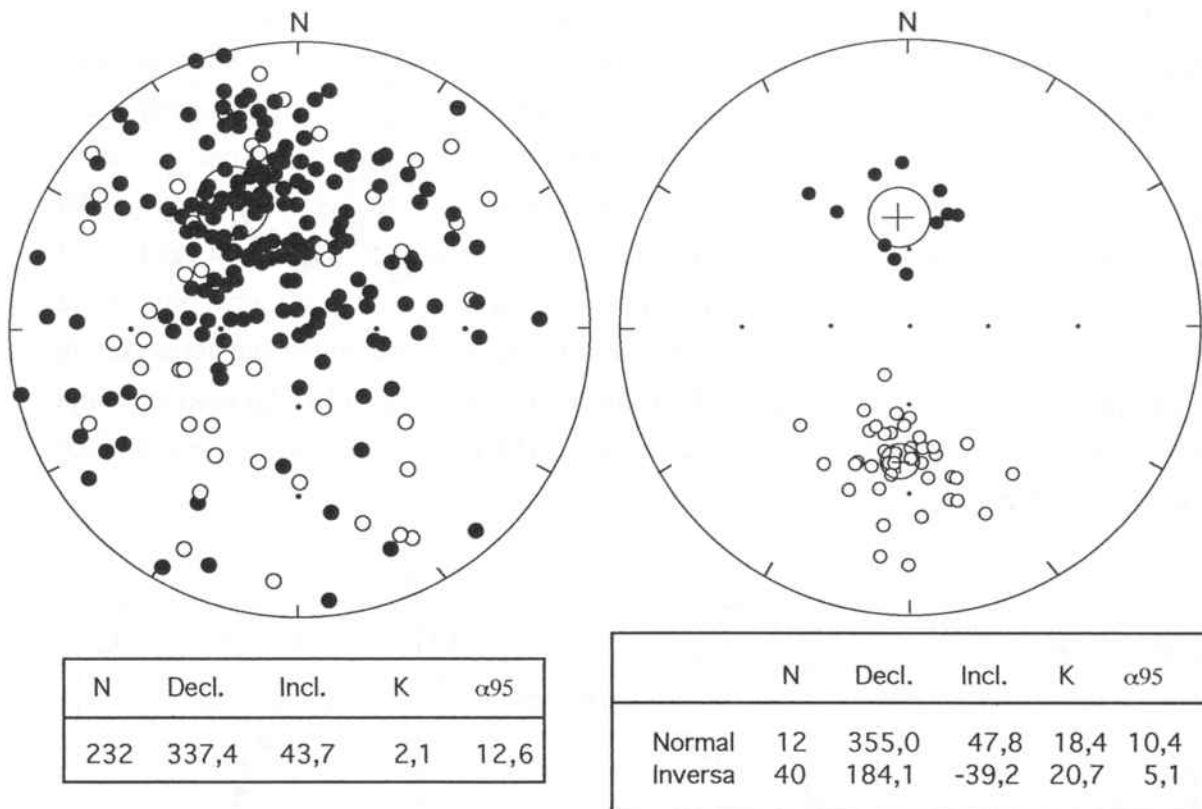


Figura 6.12. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitges calculades per la secció de Sarral.

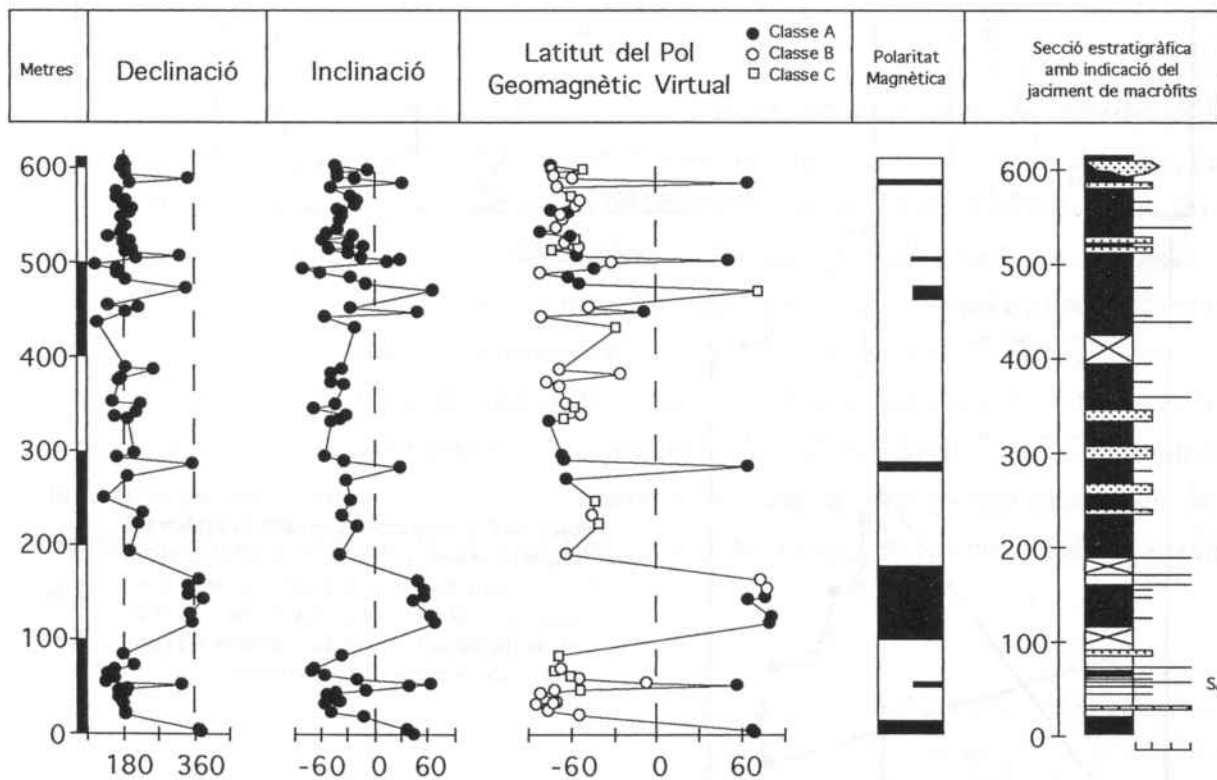


Figura 6.13. Magnetostratigrafia de la secció de Sarral. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitges fisherianes dels espècimens considerats.

Tal i com s'observa en la figura 6.13 existeix un tram d'uns 100 m aproximadament, situat entre els metres 100 i 200, on tenim poc control magnetostratigràfic. Es per això que es va decidir d'aixecar un altre perfil paral·lel per intentar cobrir amb més precisió aquest tram. Aquest perfil és el de Solivella on s'han perforat un total de 19 estacions de les que un 36,8% són lutites, un 5,3% llims i un 57,9% gresos. D'aquestes 19 estacions, s'han obtingut 58 mostres que han donat 69 espècimens dels que s'han desmagnetitzat 57. En aquest cas no s'ha fet cap determinació de la mineralogia magnètica, ja que l'objectiu era obtenir la magnetostratigrafia per comparar-la amb la de Sarral. El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 400° - 530°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.14). La direcció mitja de la MRN obtinguda és 345/48 i la MRC és $D_{normal} = 357,8$ i $I_{normal} = 37,8$ i $D_{inversa} = 176,8$ i $I_{inversa} = -33,5$ (Fig. 6.15).

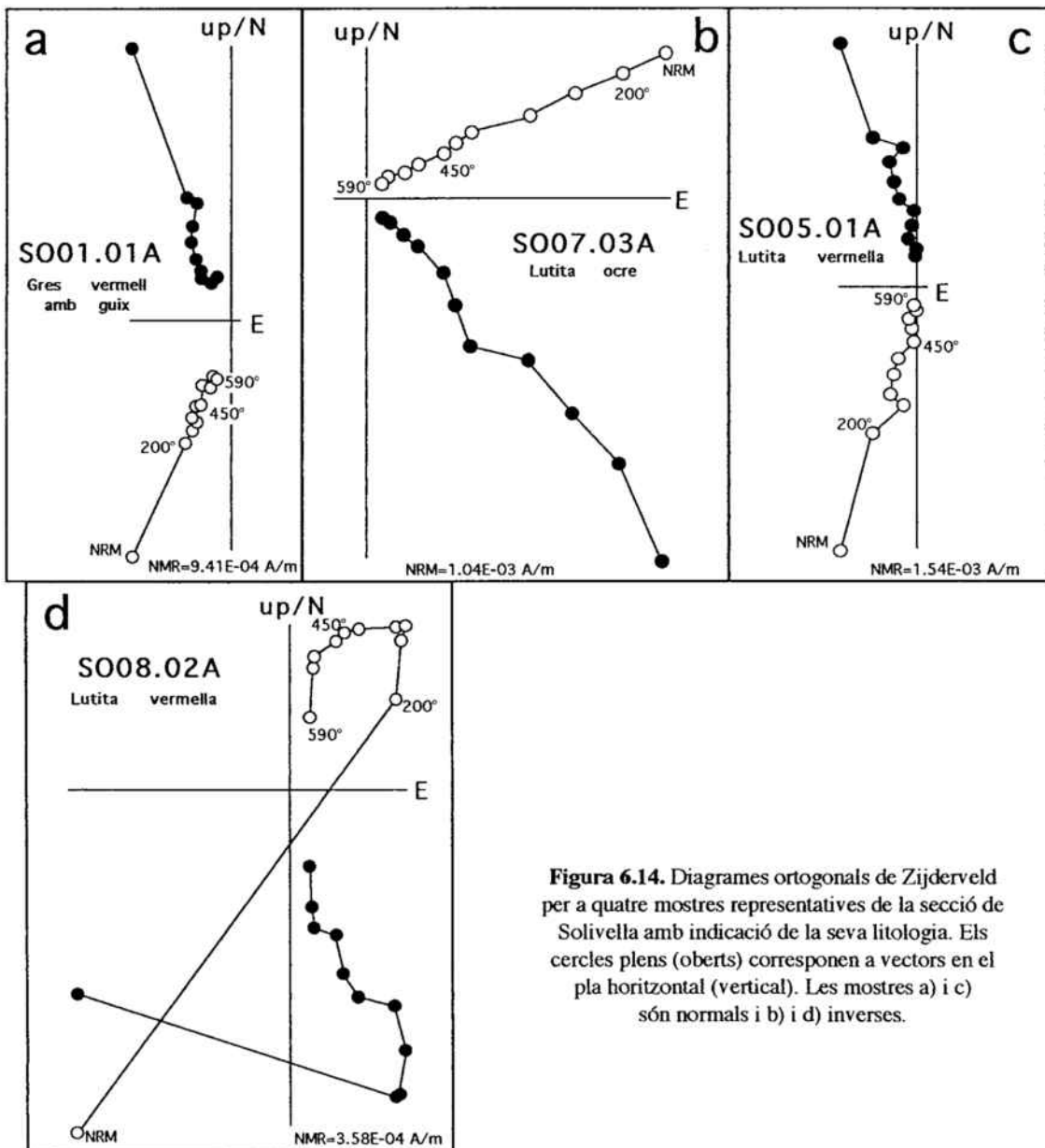


Figura 6.14. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Solivella amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i c) són normals i b) i d) inverses.

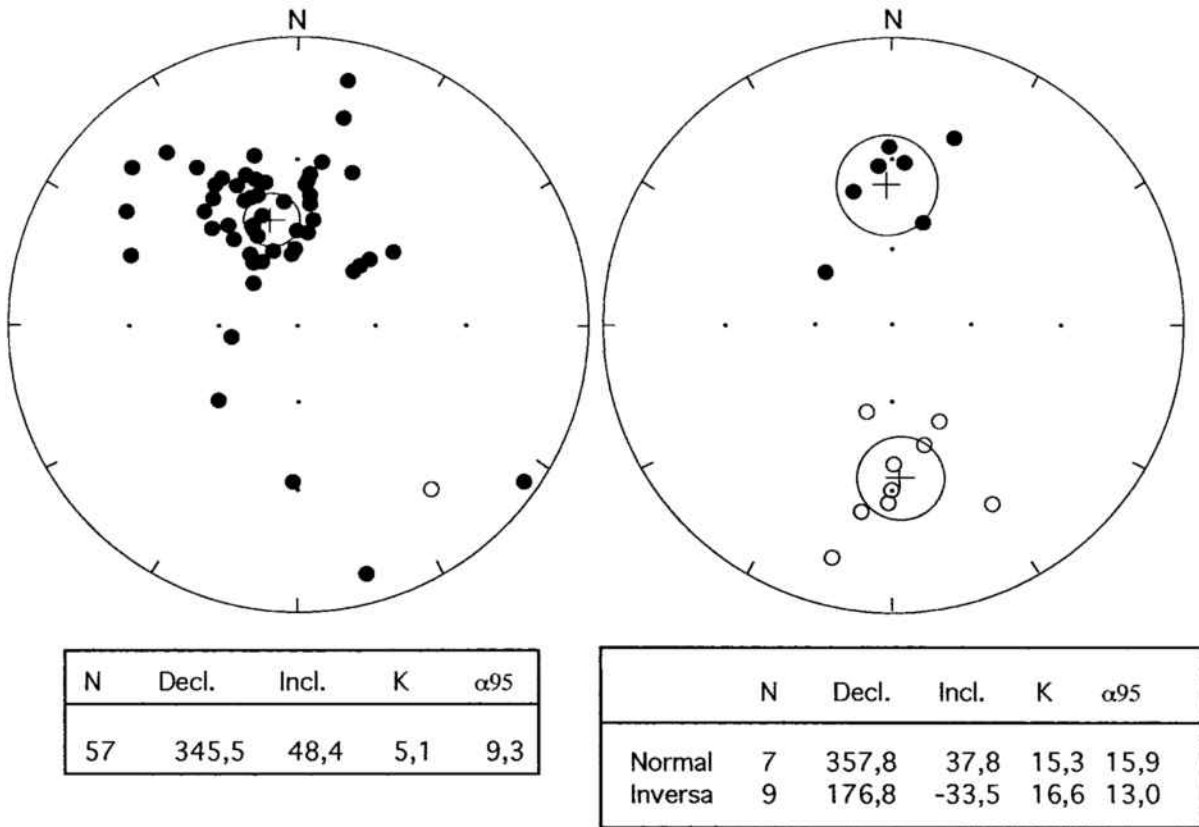


Figura 6.15. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitjans calculades per la secció de Solivella.

La magnetostratigrafia obtinguda (Fig. 6.16) ens dona un canvi de polaritat situat al voltant del metre 33, definint una magnetozona normal inferior i una inversa superior, i dues bandes de curta durada normals (ambdues representades per tres espècimens de classe B) dins la magnetozona inversa. Aquestes dades són plenament coincidents amb les de la secció de Sarral, on es registra el mateix canvi de polaritat, però amb una diferència estratigràfica entre la darrera estació normal i la primera inversa de 28 m, mentre que en la secció de Solivella aquesta diferència és de només 3,5 m, per tant podem traçar el límit d'aquest canvi de polaritat amb més precisió. A més a més es pot constatar, mitjançant les dades de Solivella, que en aquest tram de la secció de Sarral on no tenim una resolució elevada no hem perdut el registre de cap magnetozona. La correlació litostratigràfica entre ambdues seccions es pot consultar a la figura 4.10.

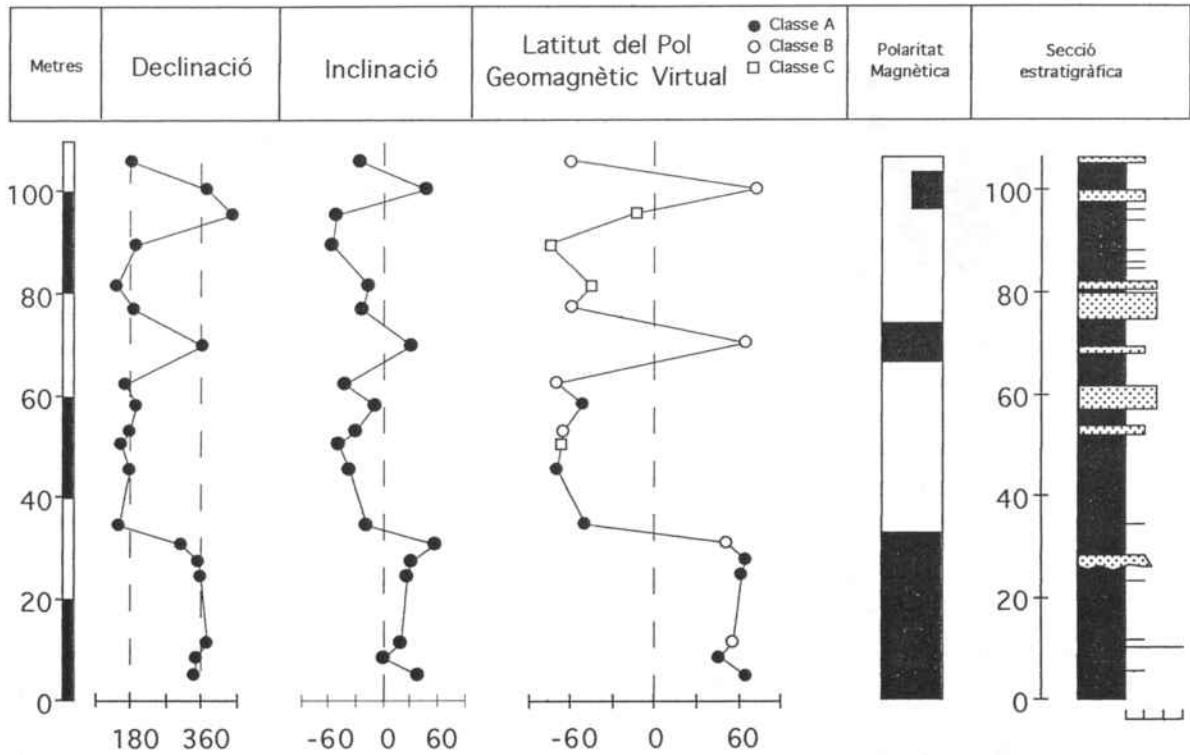


Figura 6.16. Magnetostratigrafia de la secció de Solivella. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitges fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.3. Secció de Tarrés

En aquesta secció s'han perforat un total de 59 estacions amb un 22% de lutites, un 3,4% de llims, un 66,1% de gresos, un 5,1% de limolites i un 3,4% de calcàries. A partir d'aquestes estacions s'han extret 172 mostres, obtenint-se 199 espècimens dels quals 176 s'han desmagnetitzat. Els minerals ferromagnètics que contribueixen a la magnetització són l'hematites en el cas dels terrígens vermells i la magnetita en el cas de les calcàries (veure capítol 6.4.3.1 per una discussió més àmplia). Tanmateix les temperatures que defineixen la MRC és similar a les de les anteriors seccions (Fig. 6.17) situant-se entre els 400°-560°C en els detrítics i 350°-450°C en els carbonats. Pel que fa a la direcció mitja de la MRN és de 333/56 i les direccions mitjes de la MRC són $D_{normal} = 358,9$ i $I_{normal} = 52,9$ i $D_{inversa} = 187,3$ i $I_{inversa} = -41,9$ (Fig. 6.18).

Les dades magnetostratigràfiques (Fig. 6.19) indiquen un sol canvi important de polaritat situat aproximadament en el metre 275, definint bàsicament dues magnetozones, una inversa inferior molt llarga i una magnetozona normal en la part més alta de la successió. A més a més apareixen dues bandes magnètiques de curta durada normals en la magnetozona inversa i la darrera estació també cal considerar-la com una banda curta inversa. Tenint en compte les

dades lito (veure figura 4.10) i magnetostratigràfiques, existeix un solapament d'uns 220 m entre la secció de Sarral i la de Tarrés, amb el que la llarga magnetozona inversa d'ambdues seccions és la mateixa i algunes de les bandes de curta durada podrien igualment tenir una correspondència entre els dos perfils (veure discussió en el capítol 7.4).

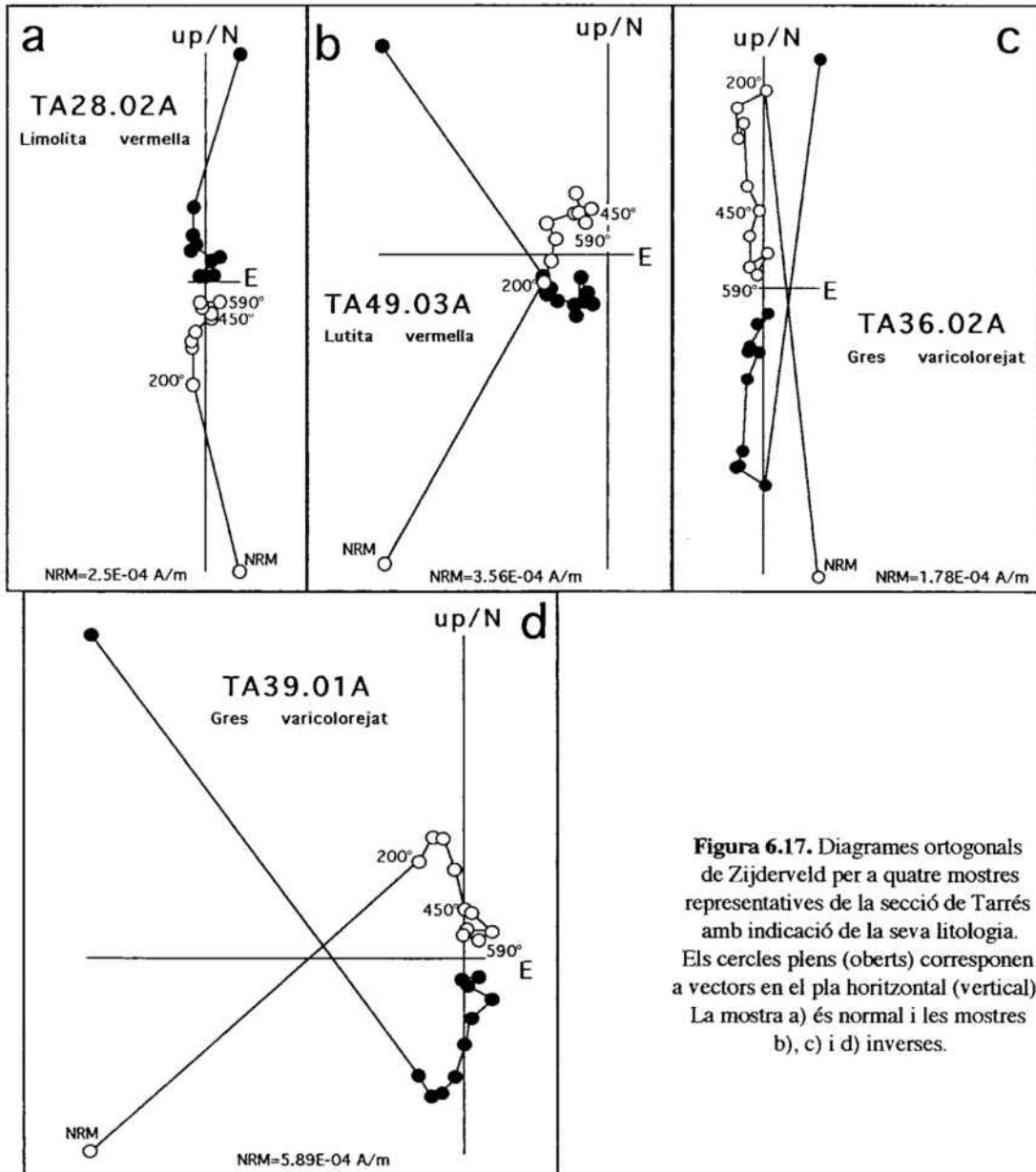


Figura 6.17. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Tarrés amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). La mostra a) és normal i les mostres b), c) i d) inverses.

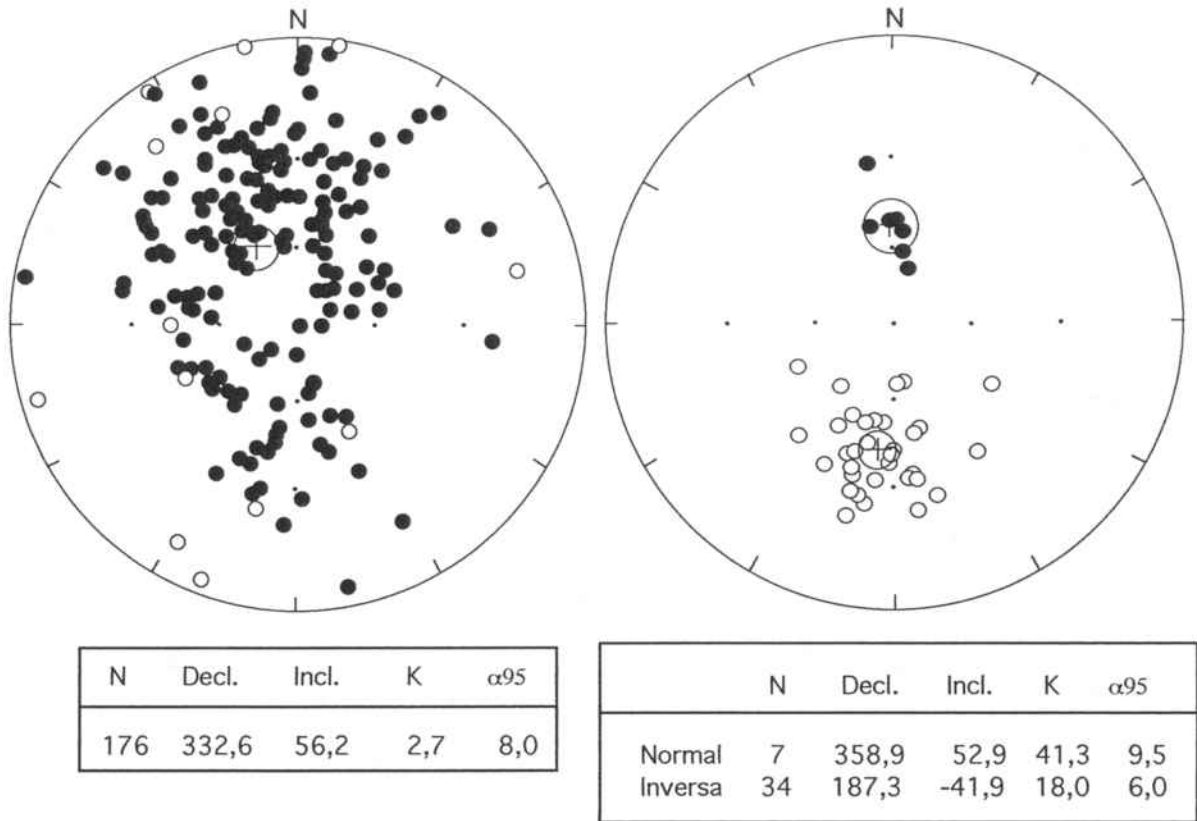


Figura 6.18. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitjes calculades per la secció de Tarrés.

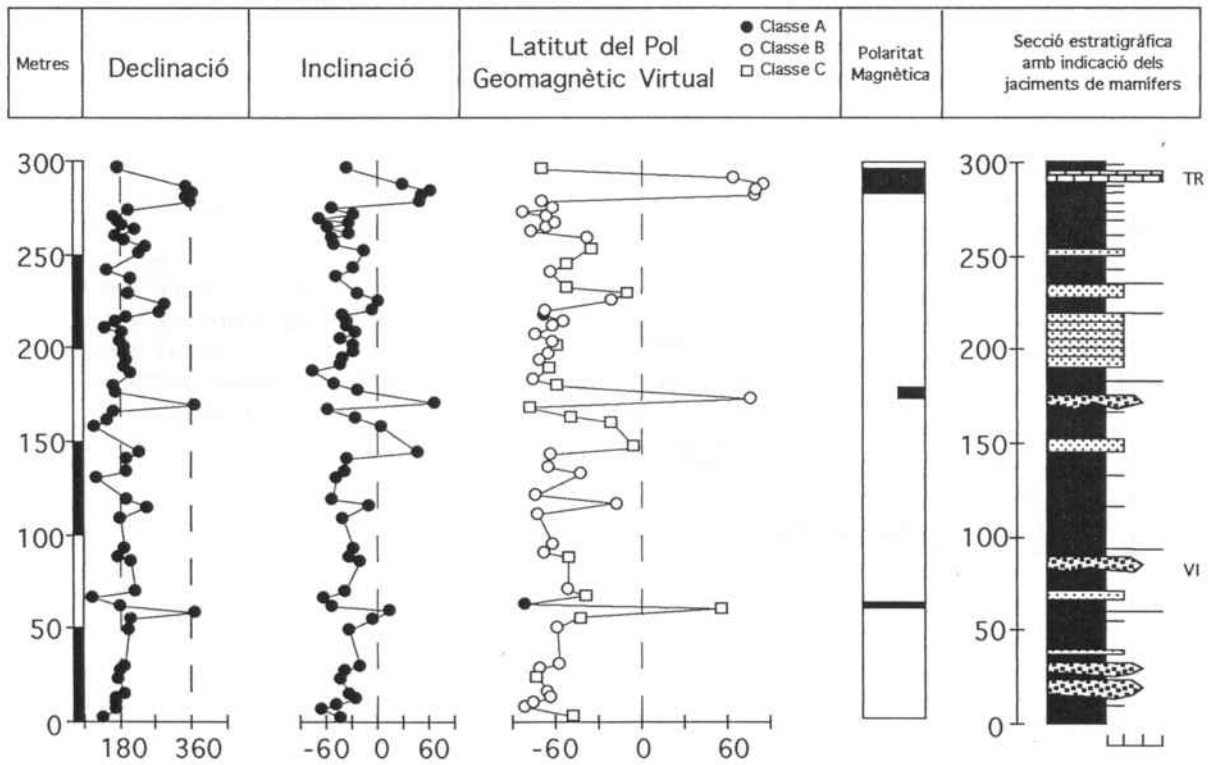


Figura 6.19. Magnetostratigrafia de la secció de Tarrés. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitjes fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.4. Secció de Vinaixa

Al llarg de la secció de Vinaixa s'han perforat un total de 36 estacions de les que un 27,8% són lutites, un 16,7% llims, un 50% gresos i un 5,5% calcàries. A partir de les 36 estacions s'han obtingut 103 mostres que han donat 125 espècimens dels quals s'han desmagnetitzat 107. A l'igual que es dona en les altres seccions la MRN resideix bàsicament en la magnetita pel que fa a les calcàries i en l'hematites pel que fa a les litofàcies detrítiques, encara que alguns cops presenten un component de més baixa coercitivitat sobreimposat. El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 350° i els 450°C en les calcàries i els 400° - 560°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.20). La direcció mitja de la MRN de la secció és 337/51 i les direccions mitjes de la MRC són $D_{normal} = 0,8$ i $I_{normal} = 43,4$ i $D_{inversa} = 192,3$ i $I_{inversa} = -40,5$ (Fig. 6.21).

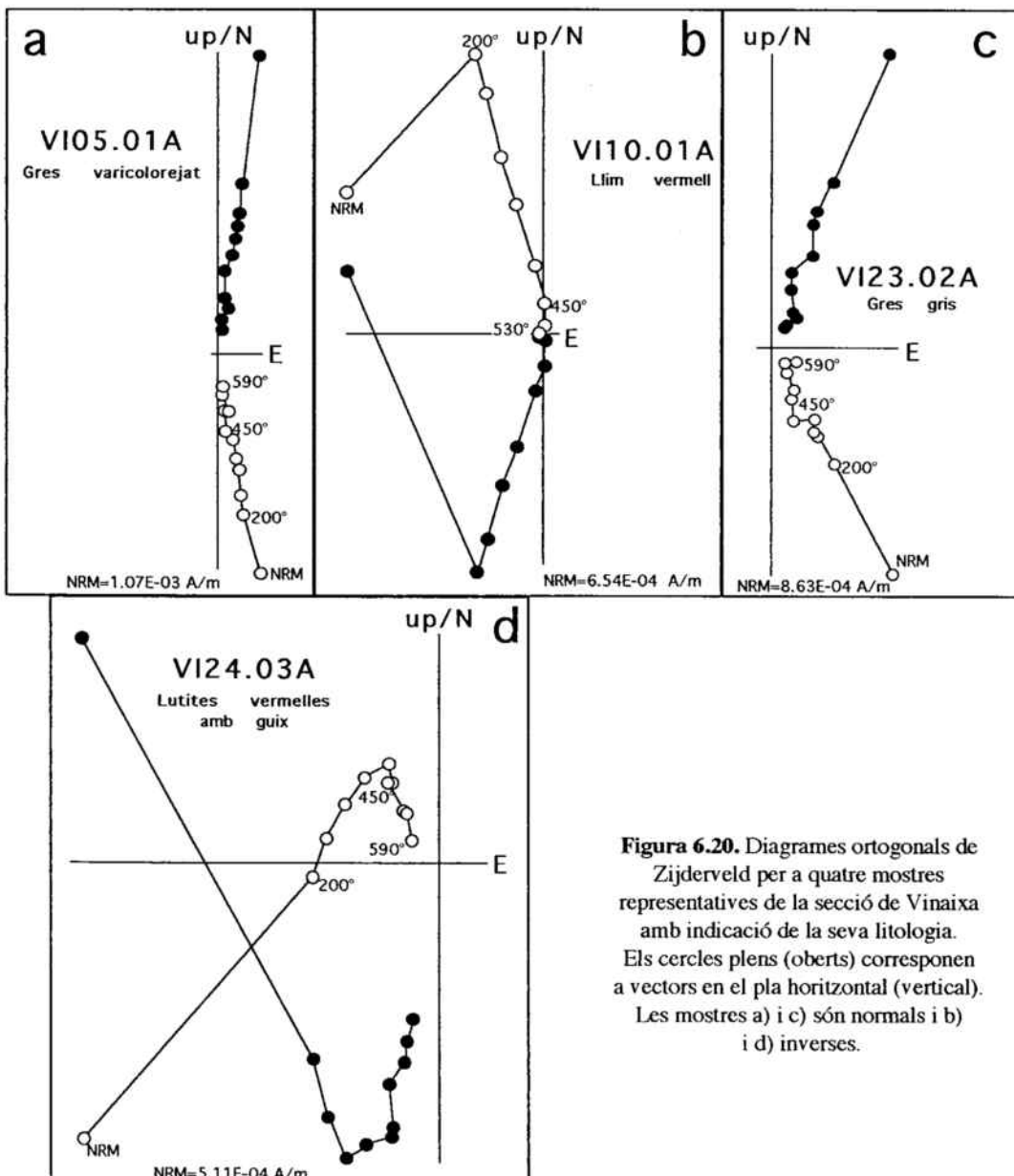


Figura 6.20. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Vinaixa amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i c) són normals i b) i d) inverses.

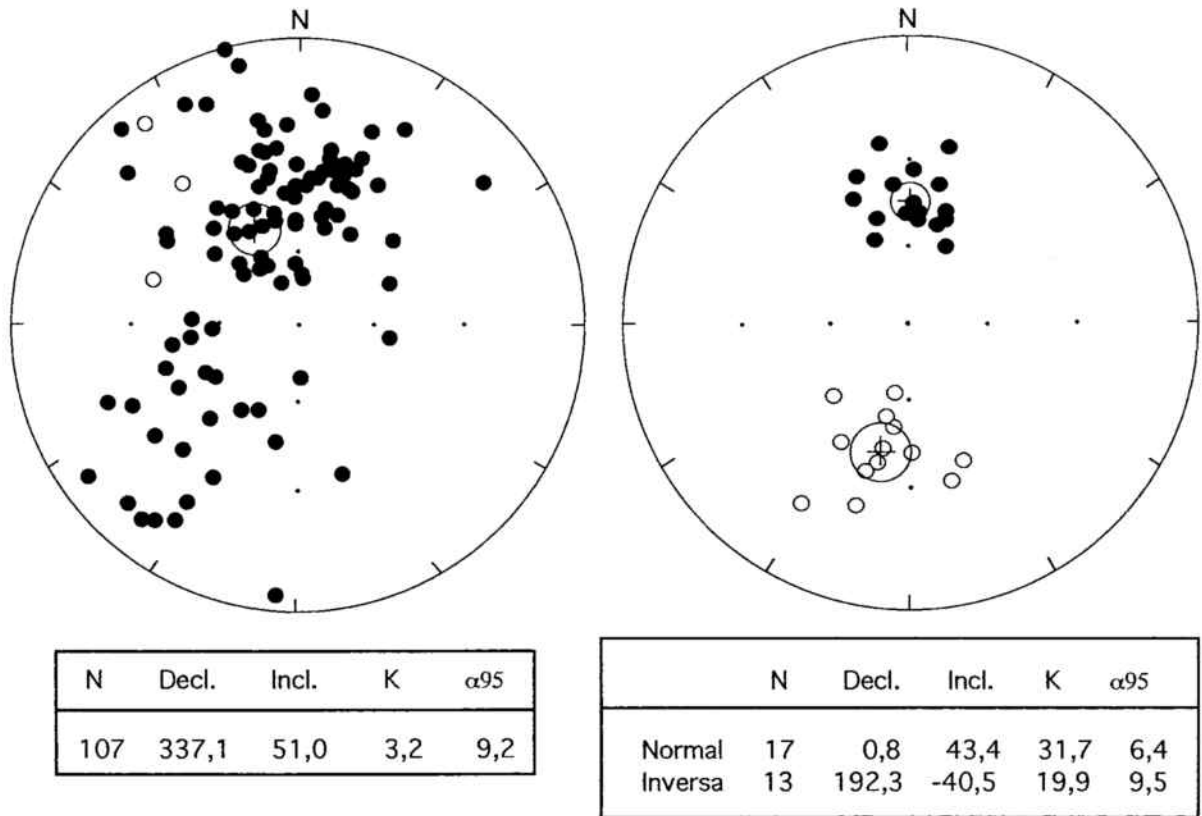


Figura 6.21. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitges calculades per la secció de Vinaixa.

Els resultats magnetostratigràfics (Fig. 6.22) mostren tres canvis de polaritat, definint quatre magnetozones, la primera i la tercera inverses i la segona i la quarta normals. També es registren dues bandes magnètiques inverses de curta durada de classe A en la primera magnetozona normal i una banda de curta durada de polaritat normal i classe A que apareix en la part mitja de la segona magnetozona inversa (veure discussió en el capítol 7.4). Amb la contrastació de les dades litostratigràfiques (veure figura 4.10) s'observa una superposició estratigràfica d'uns 25 m entre la secció de Tarrés i la de Vinaixa. Aquesta superposició coincideix amb el mateix canvi de polaritat registrat en les dues magnetozones de la secció de Tarrés i les dues primeres de la de Vinaixa.

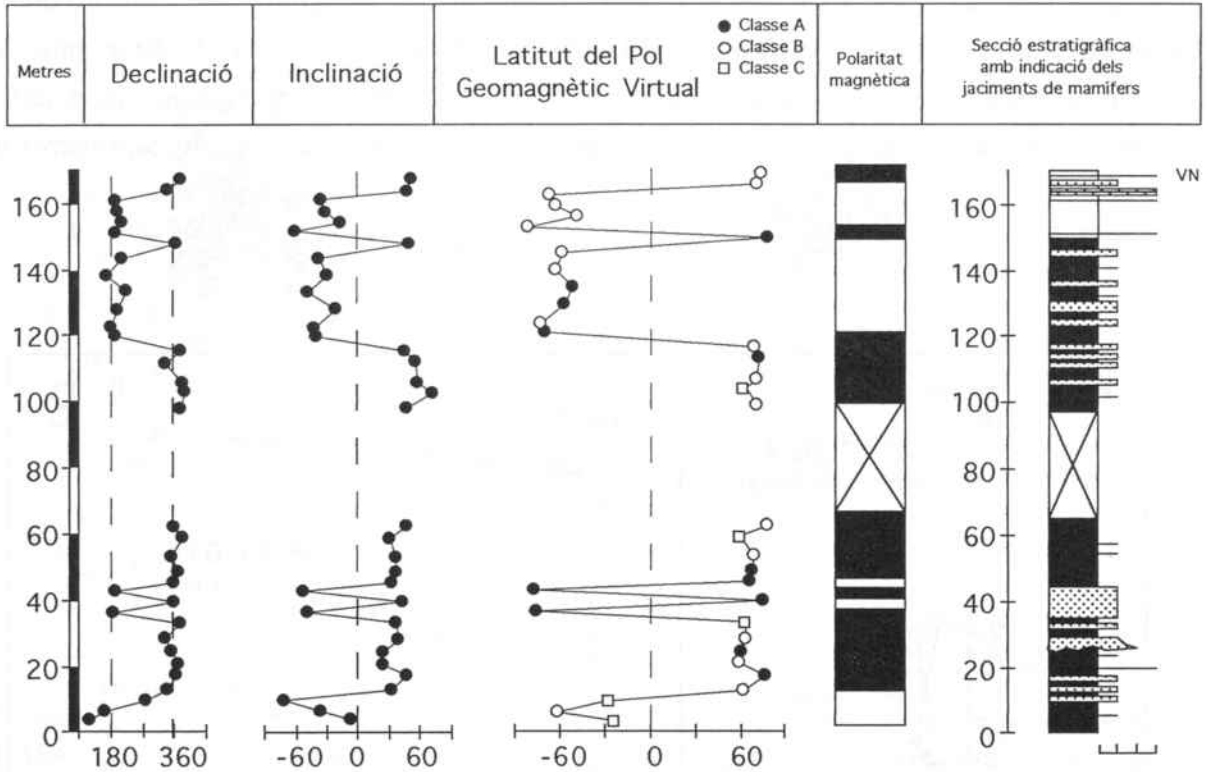


Figura 6.22. Magnetostratigrafia de la secció de Vinaixa. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitges fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.5. Secció de Cervià

En la secció de Cervià s'han perforat un total de 60 estacions de les que un 8,3% són lutites, un 11,7% llims, un 65% gresos i un 15% calcàries. De les 60 estacions s'han obtingut 181 mostres que han donat 242 espècimens dels que 154 s'han desmagnetitzat. Els minerals ferromagnètics que contribueixen a la magnetització són l'hematites en el cas dels terrígens vermells i la magnetita en el cas de les calcàries (veure capítol 6.4.3.1 per una discussió més àmplia). Tanmateix les temperatures que defineixen la MRC són similars a les de les anteriors seccions (Fig. 6.23) situant-se entre els 400°-560°C en els detrítics i 350°-450°C en els carbonats. Pel que fa a la direcció mitja de la MRN és de 352/53 i les direccions mitges de la MRC són $D_{normal} = 3,6$ i $I_{normal} = 49$ i $D_{inversa} = 192,3$ i $I_{inversa} = -40,6$ (Fig. 6.24).

Les dades magnetostratigràfiques (Fig. 6.25) mostren quatre canvis de polaritat que defineixen cinc magnetozones, la primera, tercera i cinquena inverses i la segona i la quarta normals. També apareix una primera estació inversa en mig de la primera magnetozona normal que pot correspondre a una banda de curta durada, dues estacions normals en la segona magnetozona inversa que poden correspondre a dues bandes de curta durada, dues estacions inverses a la segona magnetozona normal i finalment a sobre una estació normal que pot

correspondre a una altra banda de curta durada (veure discussió capítol 7.4). Contrastant les dades litostratigràfiques (veure figura 4.10) s'observa una superposició d'uns 20 m entre les seccions de Vinaixa i Cervià. Aquesta superposició coincideix amb el mateix canvi de polaritat registrat en les dues darreres magnetozones de la secció de Vinaixa i les dues primeres de Cervià.

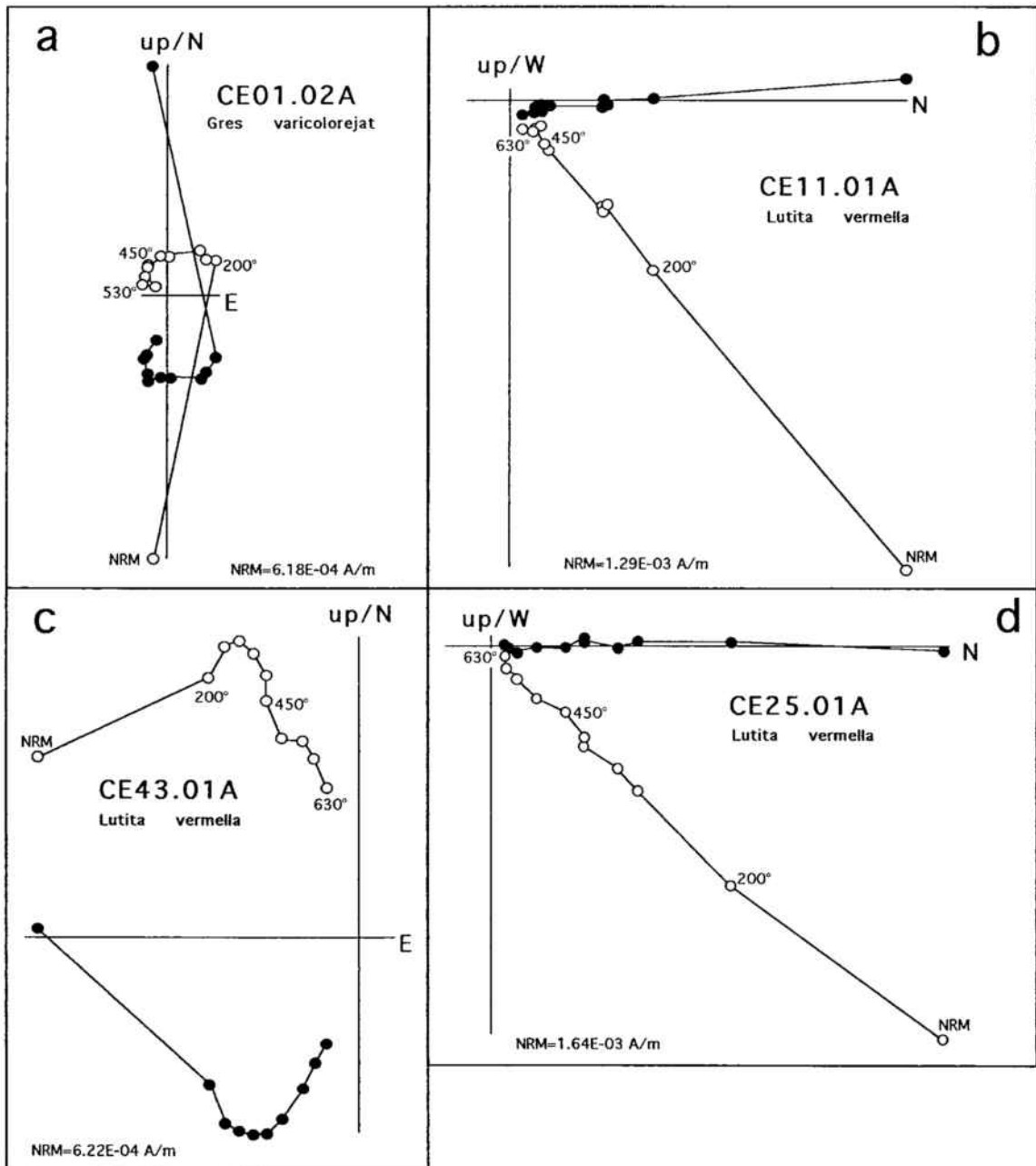


Figura 6.23. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Cervià amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i c) són inverses i b) i d) normals.

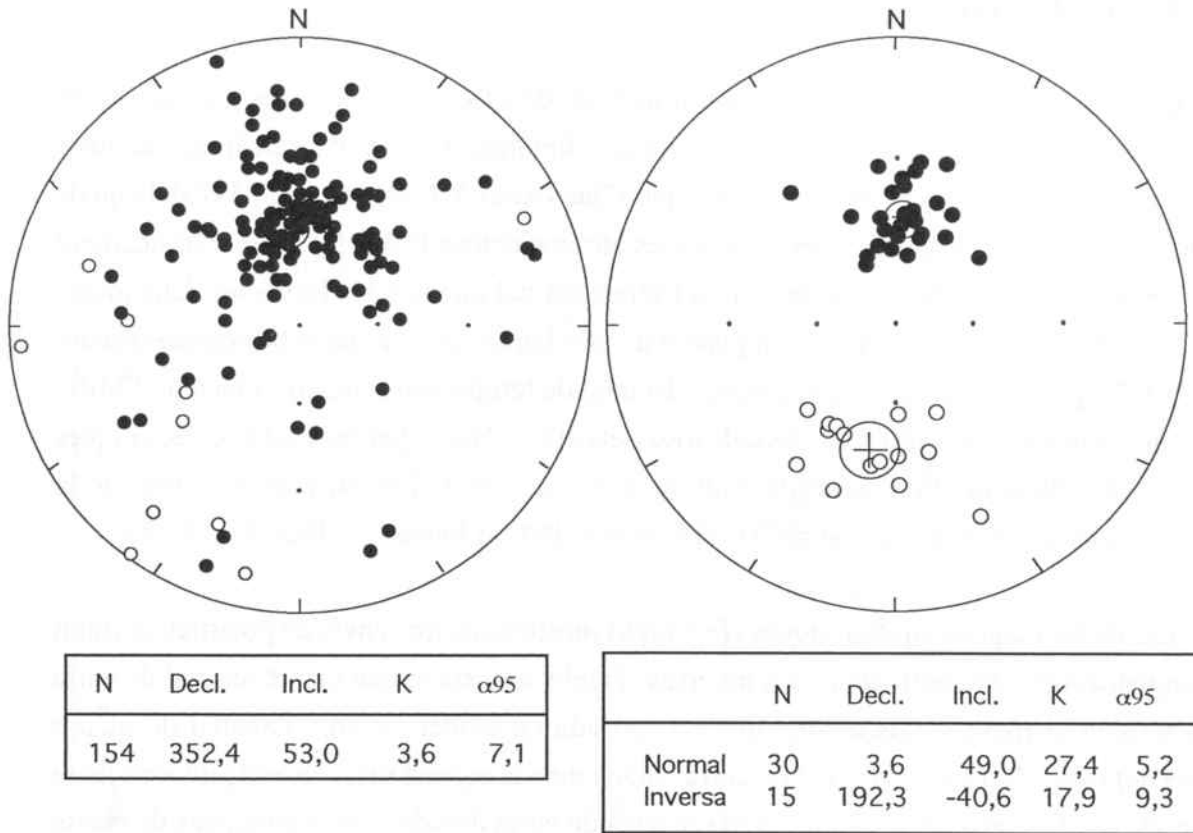


Figura 6.24. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitjes calculades per la secció de Cervià.

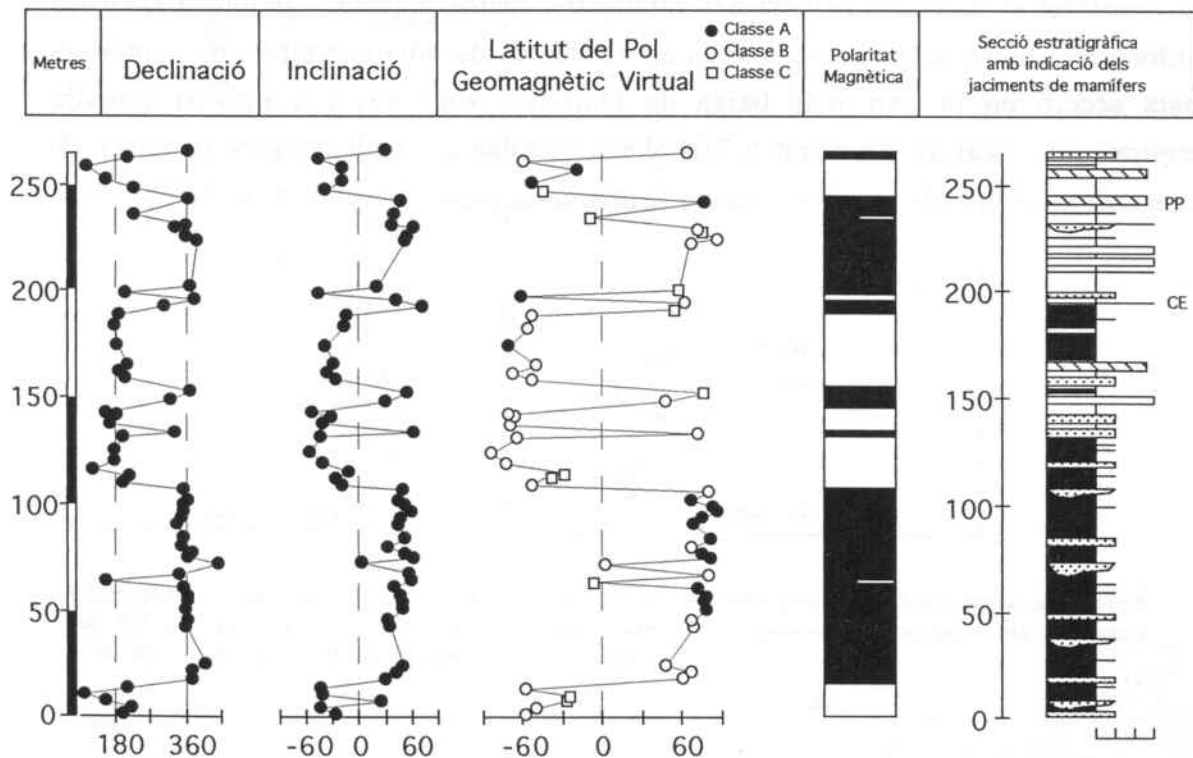


Figura 6.25. Magnetostratigrafia de la secció de Cervià. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitjes fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.6. Secció de Gandesa

En la secció de Gandesa s'han perforat un total de 119 estacions de les que un 13,5% són lutites, un 5,4% llims, un 55,9% gresos, un 6,3% limolites i un 18,9% calcàries. Del total d'estacions s'han obtingut 356 mostres de les que s'han extret 550 espècimens, 342 dels quals s'han desmagnetitzat. A l'igual que es dona en les altres seccions la MRN resideix bàsicament en la magnetita pel que fa a les calcàries i en l'hematites pel que fa a les litofàcies detrítiques, encara que alguns cops presenten un component de més baixa coercitivitat sobreimposat (veure capítol 6.4.3.1 per una discussió més àmplia). El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 350° i els 450°C en les calcàries i els 400° - 560°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.26). La direcció mitja de la MRN de la secció és 359/59 i les direccions mitjes de la MRC són $D_{normal} = 359,4$ i $I_{normal} = 49,0$ i $D_{inversa} = 184,9$ i $I_{inversa} = -40,3$ (Fig. 6.27).

Les dades magnetostratigràfiques (Fig. 6.28) mostren quatre canvis de polaritat, definint cinc magnetozones, tres normals i dues inverses. També apareixen una banda normal de curta durada dins la primera magnetozona inversa (posada en evidència amb l'anàlisi de quatre espècimens) i una altra banda normal de curta durada dins la segona magnetozona inversa (amb tres espècimens). També apareix una banda inversa de curta durada (tres espècimens de classe B) en la segona magnetozona normal (Fig. 6.28). En aquest cas la contrastació de les dades des d'un punt de vista litostratigràfic no es immediata, ja que existeix una distància considerable amb la secció magnetostratigràficament subjacent i no existeix un lligam cartografiable directe. Malgrat aquest fet, es disposa d'un control litostratigràfic contrastat (veure capítol 4.3.2) i d'una bona informació biostratigràfica, que situa els jaciments de micromamífers més inferiors d'aquesta secció en la part més baixa de l'Oligocè superior, i a més el registre magnetostratigràfic local comparat amb la EGPM ens dona una idea molt exacta de la situació de les magnetozones obtingudes respecte l'escala de referència (veure discussió en el capítol 7.2).

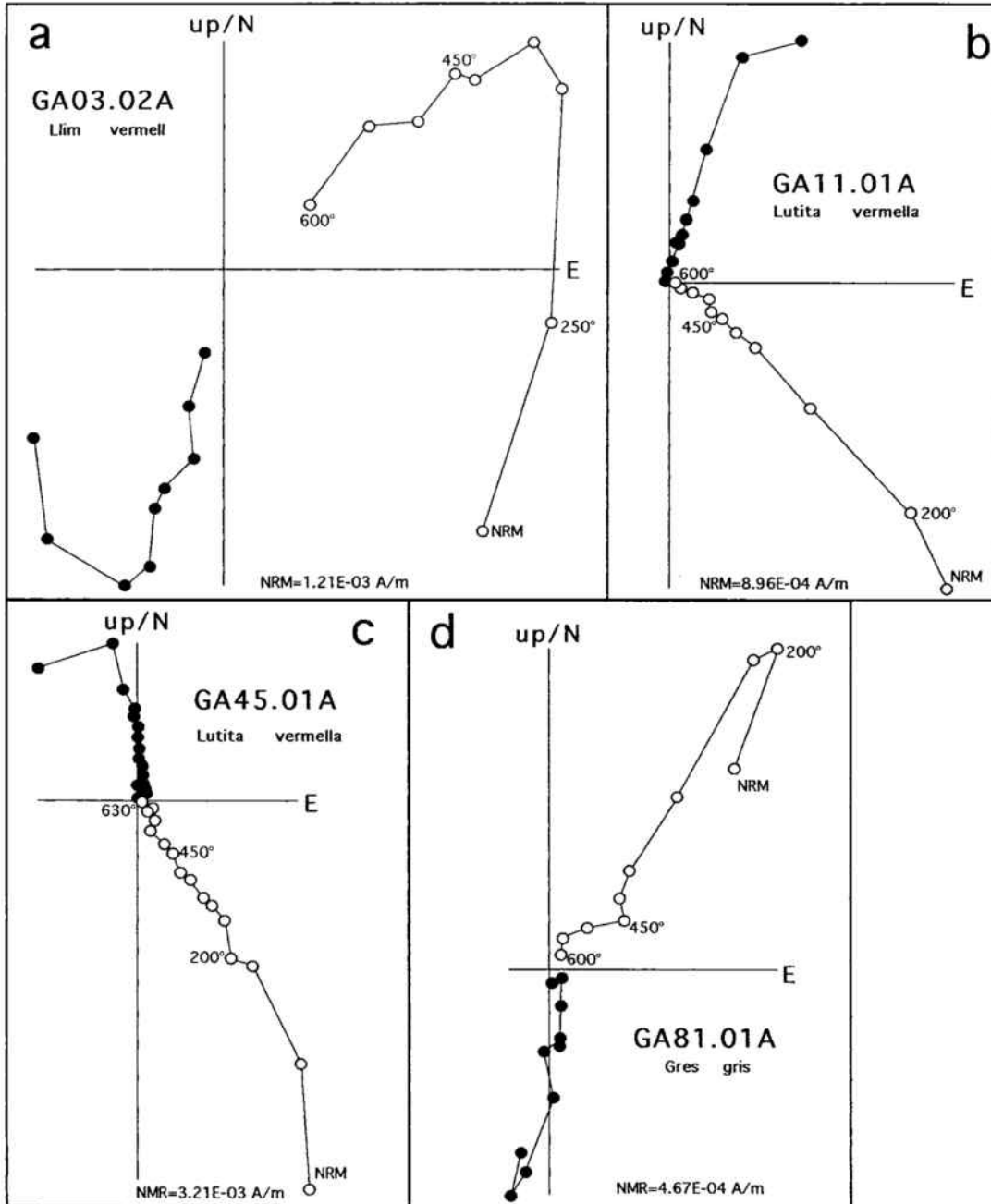


Figura 6.26. Diagrames ortogonals de Zijdeveld per a quatre mostres representatives de la secció de Gandesa amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i d) són inverses i b) i c) normals.

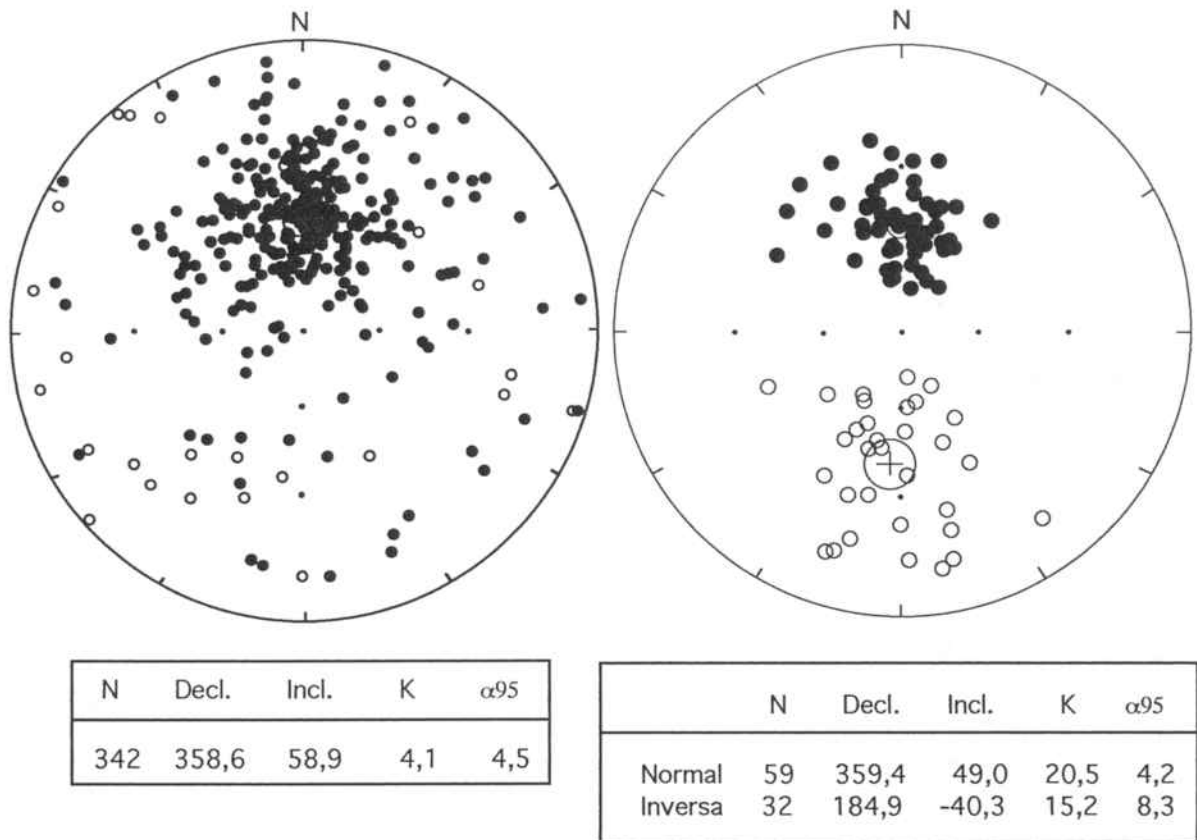


Figura 6.27. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitjes calculades per la secció de Gandesa.

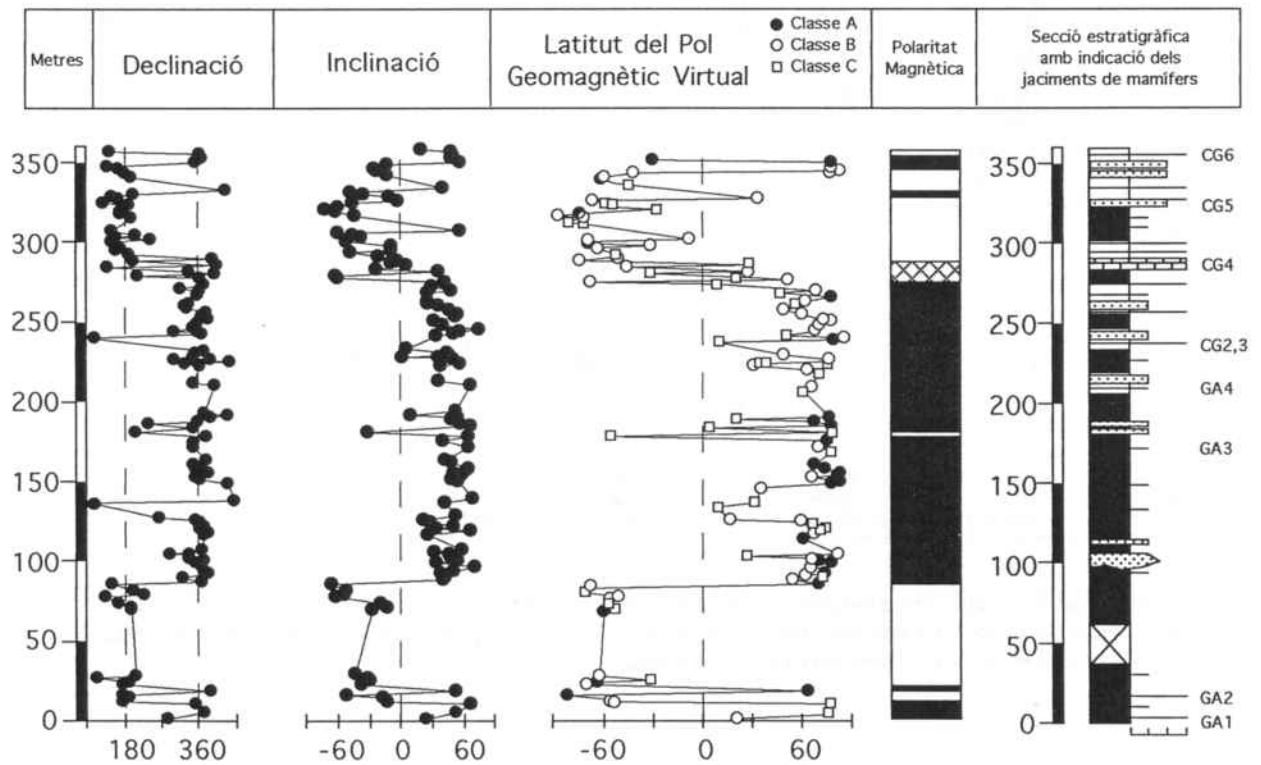


Figura 6.28. Magnetostratigrafia de la secció de Gandesa. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitjes fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.7. Secció de La Granadella

En aquesta secció s'han perforat un total de 67 estacions amb un 13,4% de lutites, un 4,5% de llims i un 82,1% de gresos. Del total d'estacions s'han obtingut 204 mostres que han donat 298 espècimens, dels quals 199 s'han desmagnetitzat. En aquesta successió s'ha constatat la relació existent entre la magnetització romanent i la Anisotropia de la Susceptibilitat Magnètica (ASM) amb les direccions de paleocorrents obtingudes (veure discussió en el capítol 6.4.2.1). Els minerals ferromagnètics que contribueixen a la magnetització són l'hematites en la totalitat dels materials que corresponen a terrígens vermells (veure capítol 6.4.3.1 per una discussió més àmplia). Tanmateix les temperatures que defineixen la MRC són similars a les de les anteriors seccions (Fig. 6.29) situant-se entre els 400°-560°C. Pel que fa a la direcció mitja de la MRN és de 354/47 i les direccions mitjes de la MRC són $D_{normal} = 3,8$ i $I_{normal} = 42,9$ i $D_{inversa} = 189,1$ i $I_{inversa} = -34,8$ (Fig. 6.30). Aquesta secció mostra unes inclinacions magnètiques especialment baixes, com a conseqüència de l'elevada contribució dels materials detrítics fins a la magnetització segons la relació que s'estableix entre el contingut relatiu en filosilicats i l'error d'inclinació (veure capítol 6.5.2).

Els resultats magnetostratigràfics de la secció (Fig. 6.31) mostren únicament dos canvis de polaritat que defineixen tres magnetozones, la primera i tercera normals i la segona inversa. L'assignació de les magnetozones a les de la EGPM s'ha dut a terme mitjançant correlacions litostratigràfiques amb les seccions magnetostratigràfiques de Granja d'Escarp i Mina Pilar establertes per Gomis (1997) (veure discussió en el capítol 7.1 i correlació en la figura 4.15).

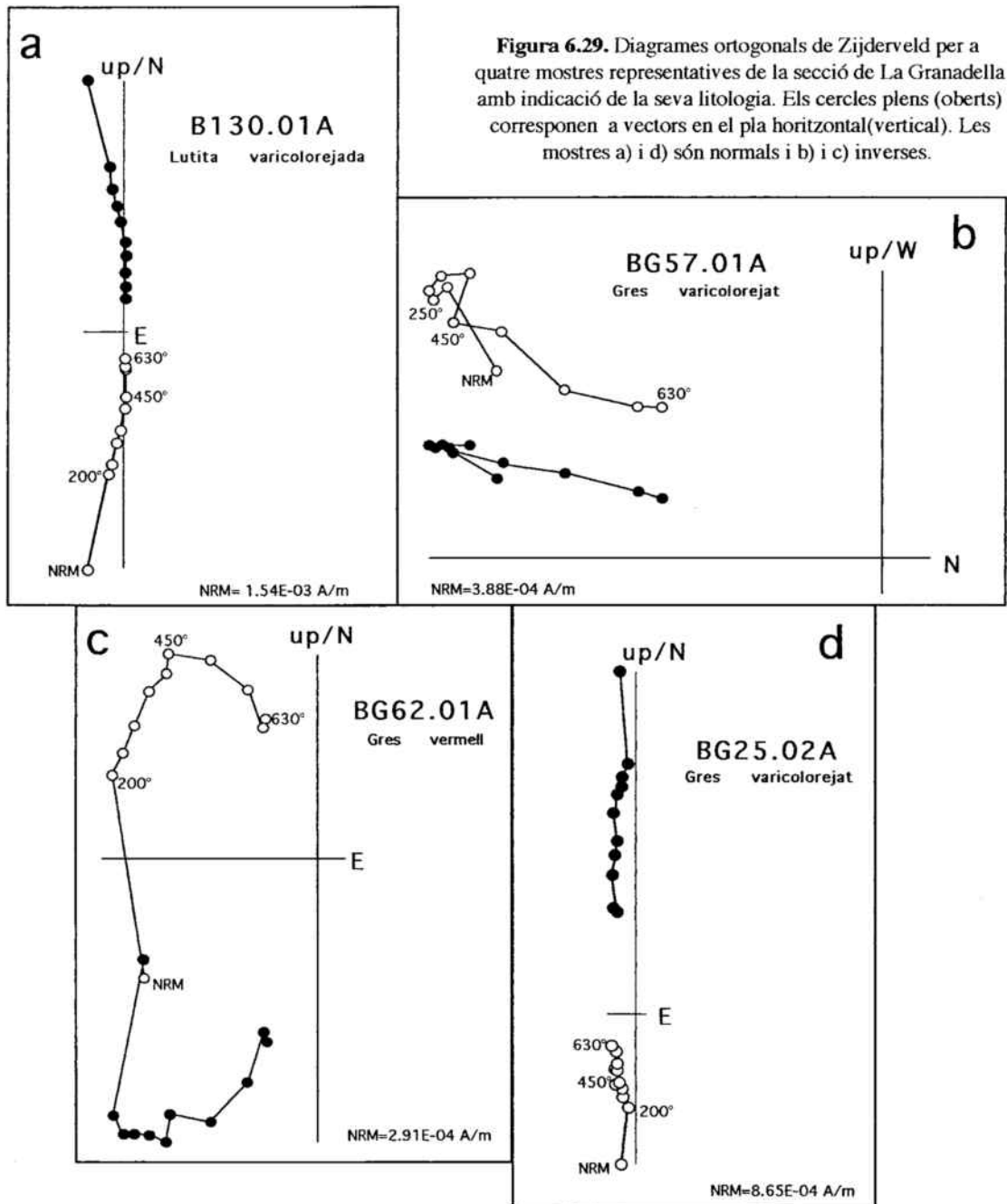


Figura 6.29. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de La Granadella amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i d) són normals i b) i c) inverses.

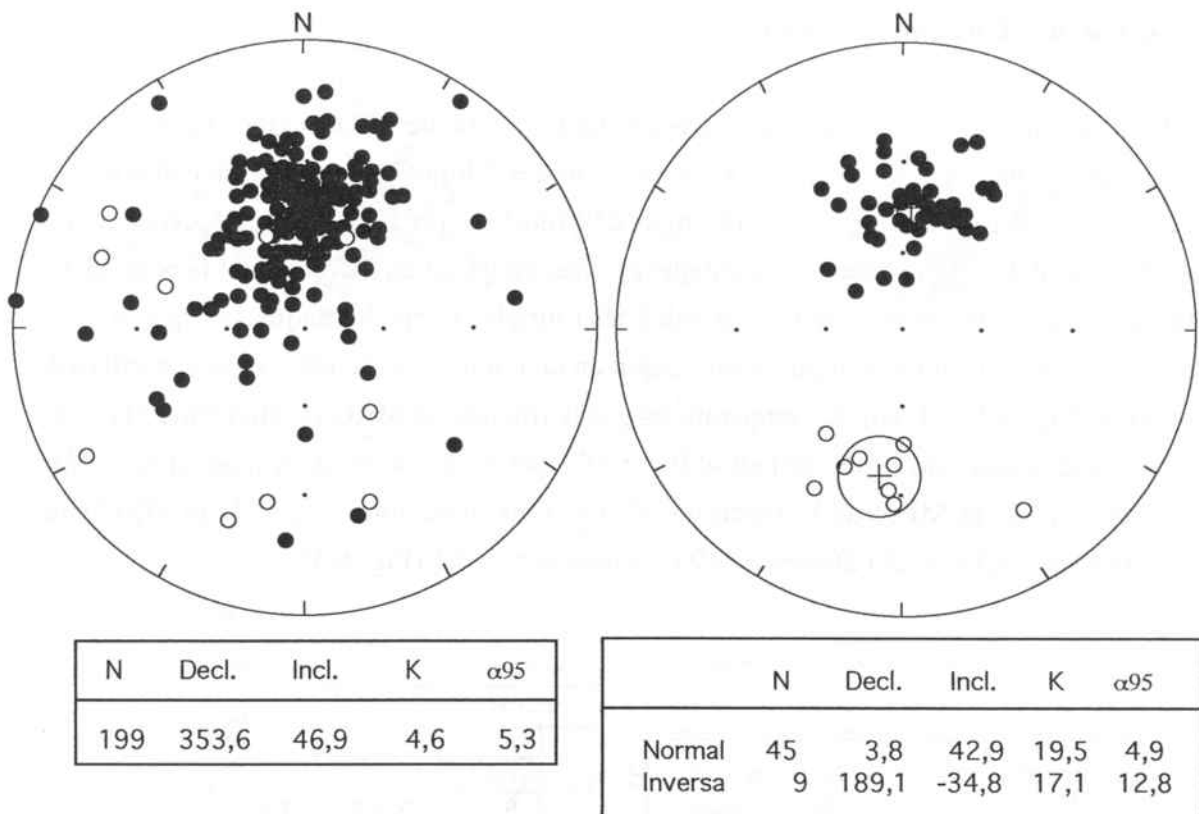


Figura 6.30. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitges calculades per la secció de La Granadella.

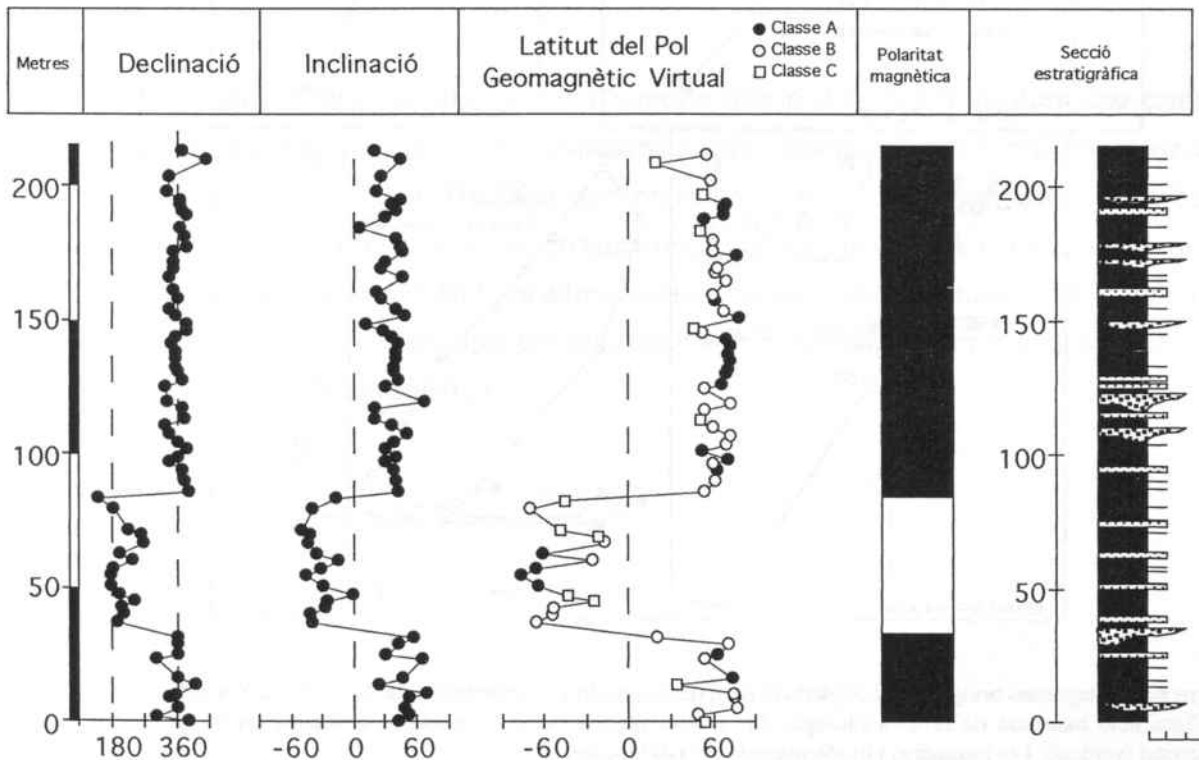


Figura 6.31. Magnetostratigrafia de la secció de La Granadella. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitjes fisherianes dels espècimens considerats.

6.8.8. Secció de Torrente de Cinca

En la secció de Torrente de Cinca s'han obtingut un total de 108 estacions de les que un 14,6% són lutites, un 4,3% llims, un 17,3% gresos, un 6,9% limolites i un 56,9% calcàries. A partir de les estacions perforades s'han obtingut 237 mostres que han donat 268 espècimens dels que 228 s'han desmagnetitzat. A l'igual que es dona en les altres seccions la MRN resideix bàsicament en la magnetita pel que fa a les calcàries i limolites i en l'hematites pel que fa a les litofàcies vermelles, encara que alguns cops presenten un component de més baixa coercitivitat sobreimposat (Fig. 6.3). El rang de temperatures que defineixen la MRC es situa entre els 350° i els 450°C en les calcàries i limolites i els 400° - 530°C per les litofàcies detrítiques (Fig. 6.32). La direcció mitja de la MRN de la secció és 351/50 i les direccions mitjes de la MRC són $D_{normal} = 0,8$ i $I_{normal} = 47,2$ i $D_{inversa} = 193,7$ i $I_{inversa} = -43,1$ (Fig. 6.33).

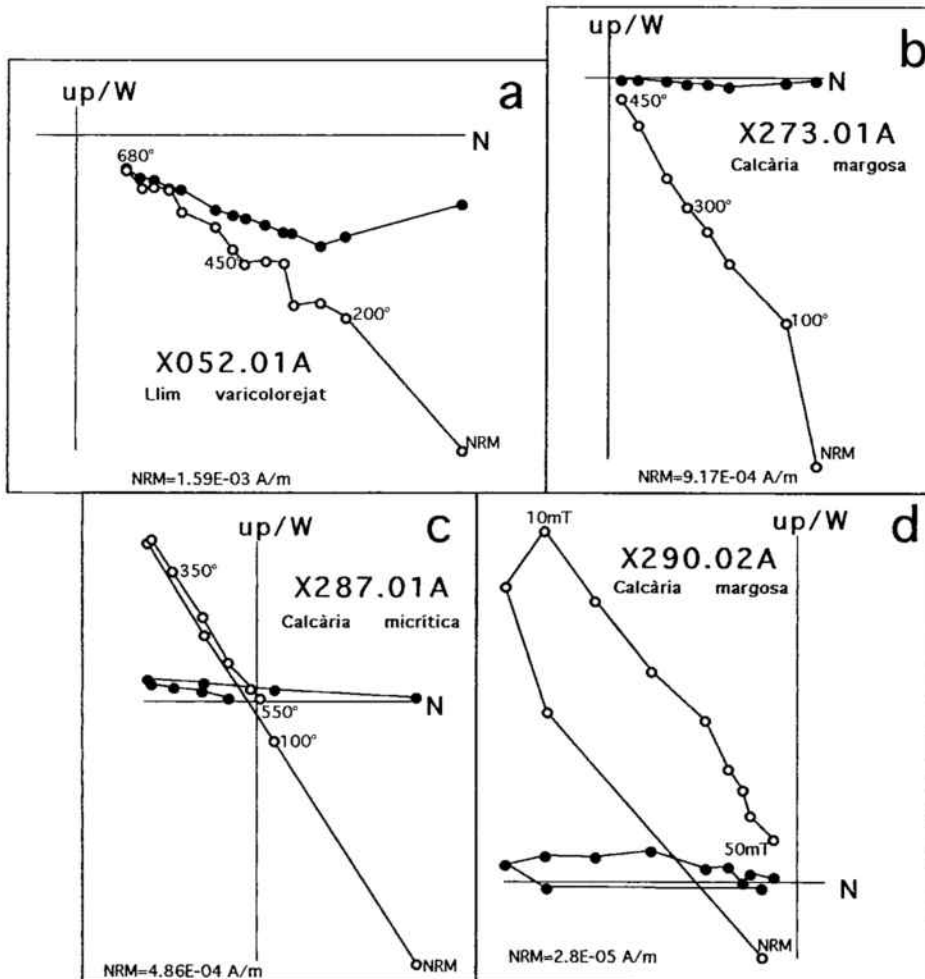


Figura 6.32. Diagrames ortogonals de Zijderveld per a quatre mostres representatives de la secció de Torrente de Cinca amb indicació de la seva litologia. Els cercles plens (oberts) corresponen a vectors en el pla horitzontal (vertical). Les mostres a) i b) són normals i c) i d) inverses.

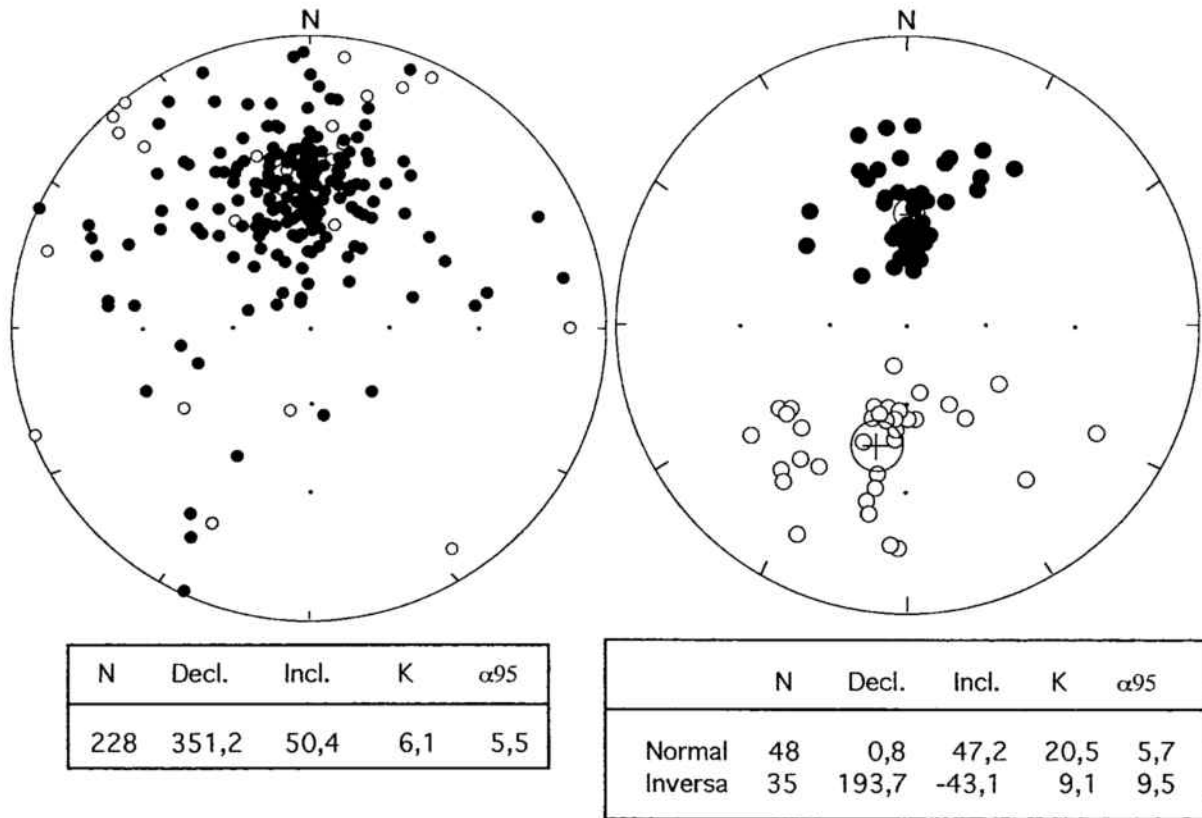


Figura 6.33. Projeccions estereogràfiques de les direccions de Magnetització Remanent Natural (MRN) i de les direccions de Magnetització Remanent Característica (MRC) amb indicació dels paràmetres estadístics de les direccions mitjes calculades per la secció de Torrente de Cinca.

Les dades magnetostratigràfiques d'aquesta secció (Fig. 6.34) mostren deu canvis de polaritat definint onze magnetozones, sis normals i cinc inverses. La primera magnetozona és una llarga banda de polaritat normal que presenta, cap a la part superior, dues bandes magnètiques inverses curtes. La tercera magnetozona normal també presenta una banda curta de polaritat inversa. La correlació amb les altres seccions magnetostratigràfiques s'ha fet mitjançant mètodes indirectes, tenint en compte criteris geomètrics, biostratigràfics i amb la comparació de la longitud de les bandes magnètiques.

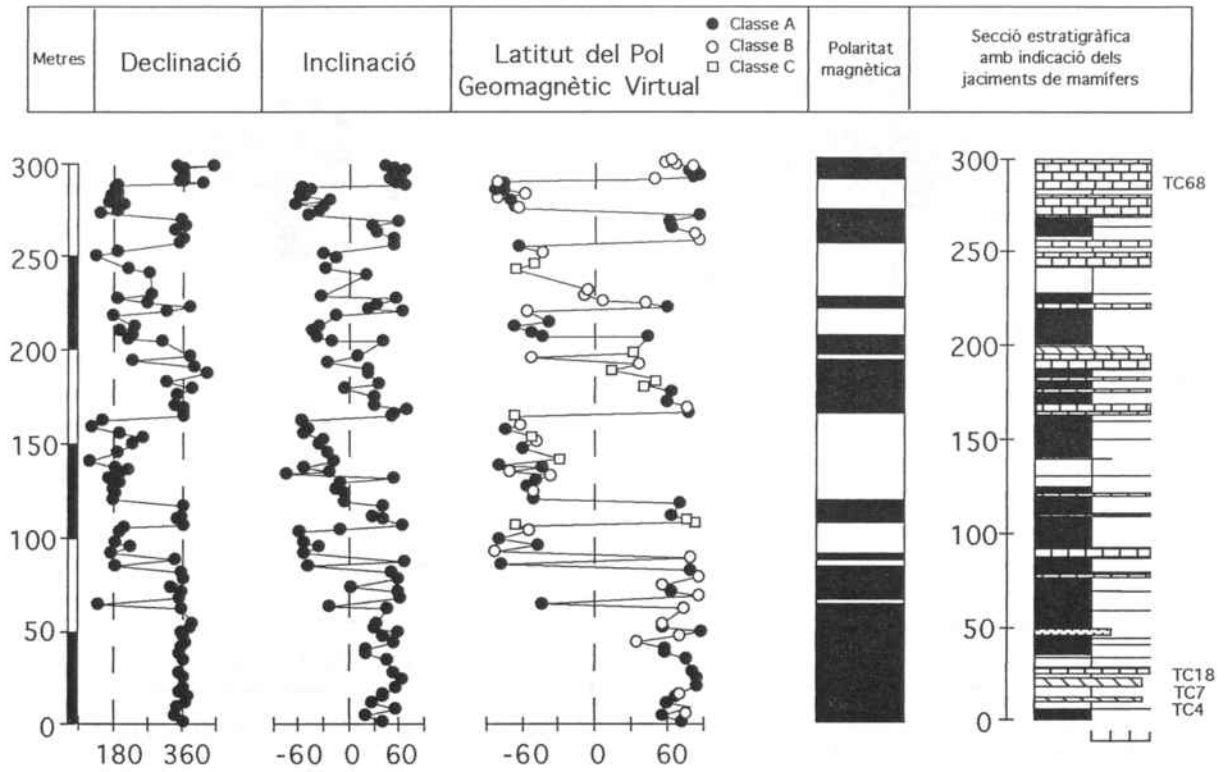


Figura 6.34. Magnetostratigrafia de la secció de Torrente de Cinca. Els valors de declinació, inclinació i latitud del PGV de cadascuna de les estacions són mitjes fisherianes dels espècimens considerats.

LAMINA 3.

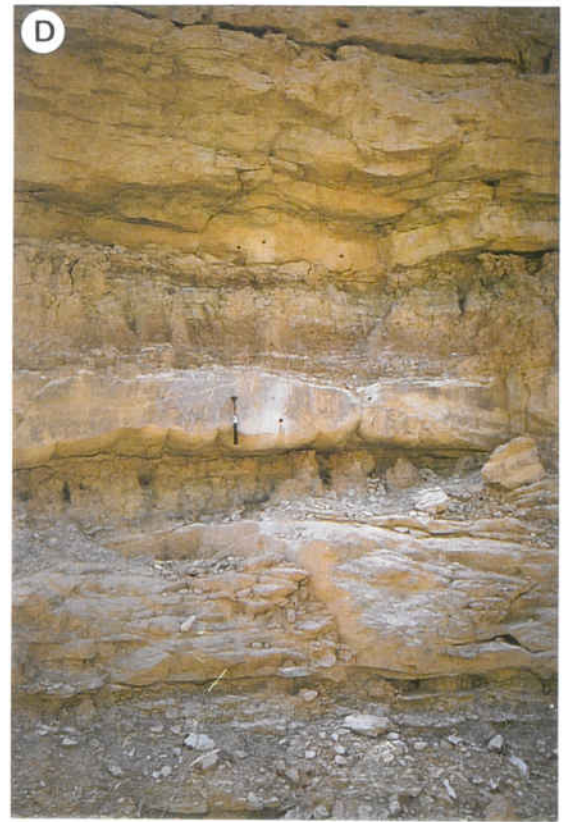
A. Plec sinclinal laxe situat en la part baixa de la secció de Sarral on es va dur a terme el test del plec amb resultat no significatiu degut a la poca inclinació dels flancs del plec (8° i 20°).

B. Obtenció de mostres en fàcies carbonatades de la secció de Gandesa. En aquest cas s'obtenen dues mostres en dues direccions pràcticament perpendiculars entre elles per tal d'afavorir l'anàlisi estadístic de les direccions de magnetització.

C. Obtenció de mostres en fàcies gresoses en la secció de Tarrés. Les mostres obtingudes en aquest cas mostren inclinacions de perforació marcadament diferenciades per tal d'afavorir també l'anàlisi estadístic.

D. Estacions paleomagnètiques en la part inferior de la secció de Gandesa. La densitat de mostratge ha estat al voltant dels 1,5-2 metres com en el cas que mostra la fotografia, sempre que ha estat possible. En altres seccions s'ha incrementat l'espai entre estacions als 3-4 metres per les característiques litològiques o per la longitud de les bandes magnètiques que s'esperaven trobar.

E. El nombre d'espècimens analitzats per cada estació paleomagnètica és d'almenys tres, i sempre que ha estat possible de tres mostres diferents tal i com es pot observar en la fotografia.



PART III
DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS

7. INTEGRACIÓ DE LES DADES ESTRATIGRÀFIQUES I CORRELACIÓ AMB L' ESCALA GLOBAL DE POLARITAT MAGNÈTICA: DATACIÓ ABSOLUTA

En aquest capítol es discuteix la correlació entre tots els perfils estudiats integrant la informació lito, bio i magnetostratigràfica de cadascun d'ells. La base d'aquesta correlació ve donada per:

a) des del punt de vista litostratigràfic, pel conjunt de nivells de correlació físics entre les diferents successions;

b) des del punt de vista biostratigràfic, pel marc proporcionat per la biozonació resultant de les dades dels diversos jaciments de rossegadors distribuïts al llarg del registre estratigràfic;

c) des del punt de vista magnetostratigràfic, per la seqüència continua de polaritats magnètiques obtingudes, inserida dins del marc cronostratigràfic preliminar definit per la biostratigrafia, que permet la correlació de l'Escala de Polaritat Magnètica Local obtinguda amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica.

7.1. ESTABLIMENT DE L'ESCALA DE POLARITAT MAGNÈTICA LOCAL (EPML)

El pas previ a la correlació entre el conjunt de les successions magnetostratigràfiques amb l'EGPM, és l'establiment de l'Escala de Polaritat Magnètica Local (EPML). Per tant, en primer lloc, cal establir les correlacions lito, bio i magnetostratigràfiques entre les diferents seccions. Per aquest motiu s'ha dividit l'àrea d'estudi en dos sectors, oriental i occidental, on la correlació entre les diferents seccions que integren cadascun dels sectors es fa directament, des del punt de vista litològic, per criteris físics (nivells guia). Posteriorment, per la correlació dels dos sectors, s'utilitzen mètodes indirectes combinant la informació lito, bio i magnetostratigràfica.

7.1.1. Correlació en el sector oriental

El sector oriental està integrat per les seccions de Rocafort, Sarral-Solivella, Tarrés, Vinaixa i Cervià (Fig. 4.10 i 7.1). La primera d'aquestes successions, Rocafort, inclou una magnetozona normal inferior que presenta dues bandes inverses curtes (N1, figura 7.2) i una inversa superior (R1). Es dona una superposició estratigràfica d'uns 25 m entre les seccions de Rocafort i de Sarral, correlacionant-se mitjançant un nivell calcari poc potent (nivell de correlació n. 35 en la figura 7.1). Aquest nivell es situa en la magnetozona inversa de Rocafort i de Sarral (R1), per tant la primera magnetozona normal de Sarral és també N1. En la secció de Sarral, es troben, superposades a la mateixa magnetozona inversa que a Rocafort (R1), una magnetozona normal (N2) i una altra inversa (R2) considerablement llarga que presenta quatre events normals (Fig. 7.2).

En la secció de Tarrés apareix una llarga magnetozona inversa que, tenint en compte els nivells de correlació 45, 57 i 60 (veure figura 7.1) definits per Colldeforns (tesi doctoral en curs) que també apareixen en la secció de Sarral, així com la longitud d'aquesta magnetozona, es pot assegurar que es tracta encara de la magnetozona R2. Aquesta magnetozona inversa presenta dos events normals. Posteriorment a aquesta magnetozona inversa, es troba una magnetozona normal N3 (Fig. 7.2) i corona la secció un event invers. El solapament estratigràfic en aquest cas és d'uns 220 m.

La següent secció, Vinaixa, es correlaciona amb la de Tarrés mitjançant el nivell de correlació n. 67 (veure figura 7.1) definit per Colldeforns (tesi doctoral en curs). El nivell n. 67 es troba en la magnetozona N3 de Tarrés, per tant, la primera magnetozona inversa de Vinaixa és R2 i la primera normal N3, aquesta darrera presenta dos events inversos (Fig. 7.2). Superposada a N3 es troba una magnetozona inversa (R3), que inclou un event normal, i una normal (N4) (Fig. 7.2). En aquest cas hi ha una superposició entre les dues seccions d'uns 25 m.

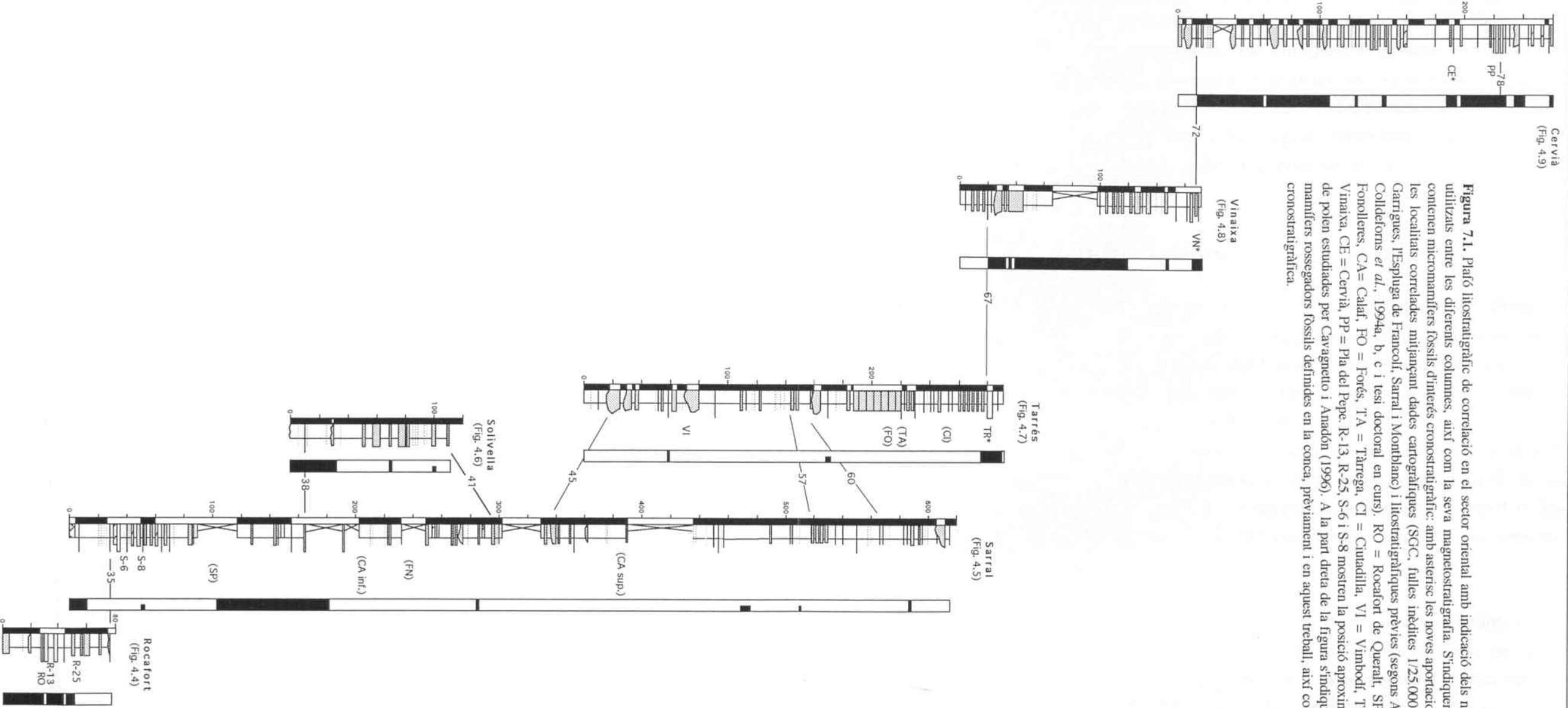
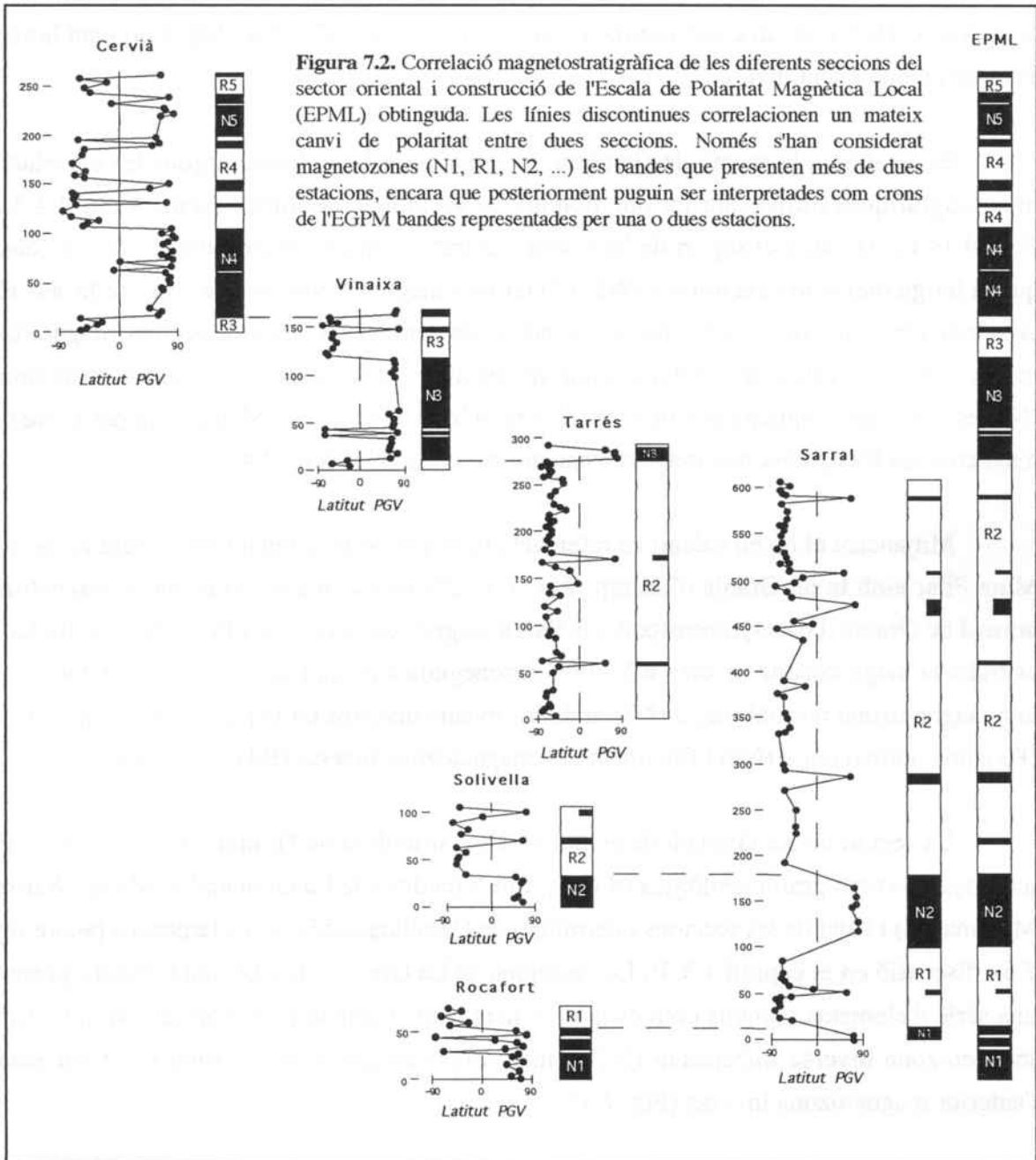


Figura 7.1. Plafo litostratigràfic de correlació en el sector oriental amb indicació dels nivells de correlació utilitzats entre les diferents columnes, així com la seva magnetostatigràfia. S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils d'interès cronostatigràfic: amb asterisc les noves aportacions i entre parèntesi les localitats correlades mitjançant dades cartogràfiques (SGC, fulles inèdites 1/25.000 de Cervià de Les Garrigues, l'Espluga de Francolí, Sarral i Montblanc) i litostatigràfiques prèvies (segons Anadón *et al.*, 1992; Colleforts *et al.*, 1994a, b, c i tesi doctoral en curs). RO = Rocafort de Queralt, SP = Santpedor, FN = Fonolleres, CA = Calaf, FO = Forés, TA = Tàrraga, CI = Ciutadilla, VI = Vimodó, TR = Tarrés, VN = Vinaixa, CE = Cervià, PP = Pla del Pepe, R-13, R-25, S-6 i S-8 mostren la posició aproximada de les mostres de polen estudiades per Cavagnetto i Anadón (1996). A la part dreta de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossegadors fòssils definides en la conca, prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostatigràfica.

Bio zones	Pis
Blainvillimys blainvillei	CATIÀ
Theridomys major	RUPELIÀ
Theridomys calafensis	
Theridomys aff. aquatilis	
Theridomys golpeae	PRIABONIÀ

Estratigràficament sobreposada a la secció de Vinaixa es troba la de Cervià. Les dues seccions es correlacionen mitjançant el nivell n. 72 (veure figura 7.1), amb una superposició entre les dues seccions d'uns 20 m. El canvi de polaritat que es dona a Vinaixa entre R3 i N4 es situa entre els nivells de referència que també trobem a Cervià. Per tant la primera magnetozona inversa de Cervià és R3, a la que es superposa N4 que presenta dos events inversos. A continuació es troba una magnetozona inversa (R4) amb dos events normals, una altra magnetozona normal (N5) amb dos events inversos, i una altra inversa (R5) (Fig. 7.2). Coronant la secció es troba un event normal.



7.2.2. Correlació en el sector occidental

El sector occidental està integrat per les seccions de Gandesa, La Granadella i Torrente de Cinca (Figs. 4.14 i 7.3). A més a més, es compta amb el suport de les seccions magnetostratigràfiques de Mina Pilar i Granja d'Escarp (Gomis, 1997).

La més inferior estratigràficament de les seccions estudiades en aquest sector, és la de Gandesa. Aquesta secció presenta en primer lloc una magnetozona normal curta (N1), superposada a aquesta trobem una inversa (R1) amb un event normal a la base, una altra magnetozona normal considerablement llarga (N2) amb un event invers en la part central, una altra inversa (R2) amb un event normal i una darrera normal (N3) (Fig. 7.4). Coronant la secció es troba un nou event invers.

Equivalent a la secció de Gandesa, es troba la de Mina Pilar. Segons les correlacions litostratigràfiques mitjançant un bon nombre de seccions intermitjes (veure capítol 4.3.2.4, Figs. 4.14 i 7.3) i amb el suport de les dades biostratigràfiques (veure capítol 5.2), es conclou que la llarga magnetozona normal (N2) i la darrera magnetozona inversa (R2) de la secció de Gandesa són equivalents a la llarga magnetozona normal (N2) i a la segona magnetozona inversa (R2) de Mina Pilar. A Mina Pilar, immediatament per sota de la magnetozona normal (N2) es troba una magnetozona inversa (R1) en la base de la secció. Mentre que per sobre de la magnetozona R2 apareix una magnetozona normal curta (N3) (Fig. 7.4).

Mitjançant el nivell calcari de referència B, es pot correlacionar directament la secció de Mina Pilar amb la de Granja d'Escarp (Fig. 7.3). D'aquesta manera la primera magnetozona normal de Granja d'Escarp correspon a la llarga magnetozona de Mina Pilar (N2), seguidament es troba la magnetozona inversa R2 també reconeguda a Mina Pilar i Gandesa, a continuació una magnetozona normal llarga (N3) amb dos events inversos en la part superior, una inversa (R3), una normal curta (N4) i finalment una magnetozona inversa (R4) (Fig. 7.4).

La secció de La Granadella es pot relacionar amb la de Granja d'Escarp i Mina Pilar mitjançant la cartografia geològica (S.G.C., fulles inèdites de La Granadella, Maials, Sarroca i Montmaneu) i l'ajut de les seccions intermitges de Castellans-Maials i Llardecans (veure figura 7.5 i discussió en el capítol 4.3.3). Les seccions de La Granadella i Granja d'Escarp presenten una sèrie d'elements comuns com és la presència d'una magnetozona normal llarga (N3), una magnetozona inversa infrajacent (R2) i una darrera magnetozona normal (N2) per sota de l'anterior magnetozona inversa (Fig. 7.4).

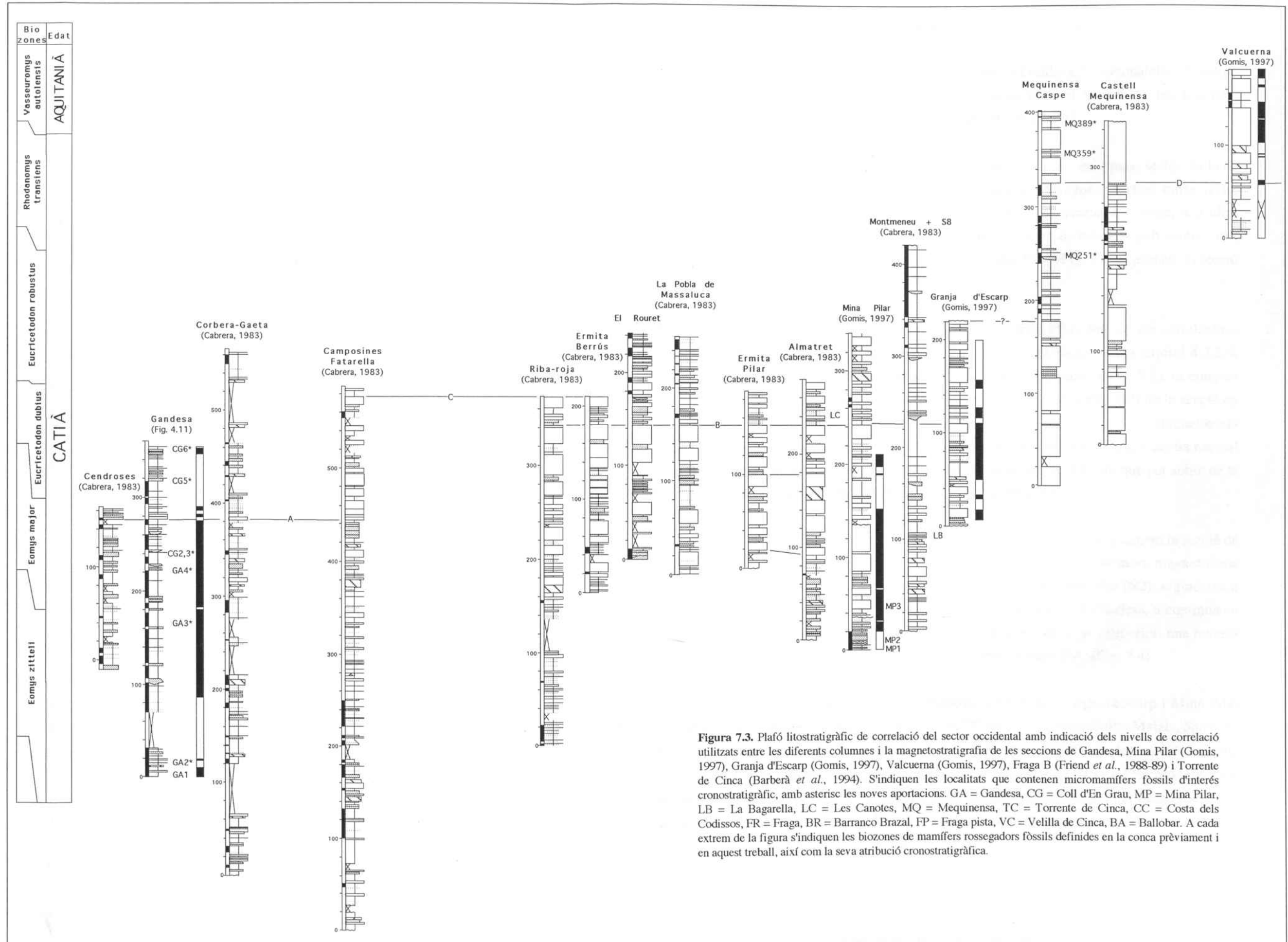
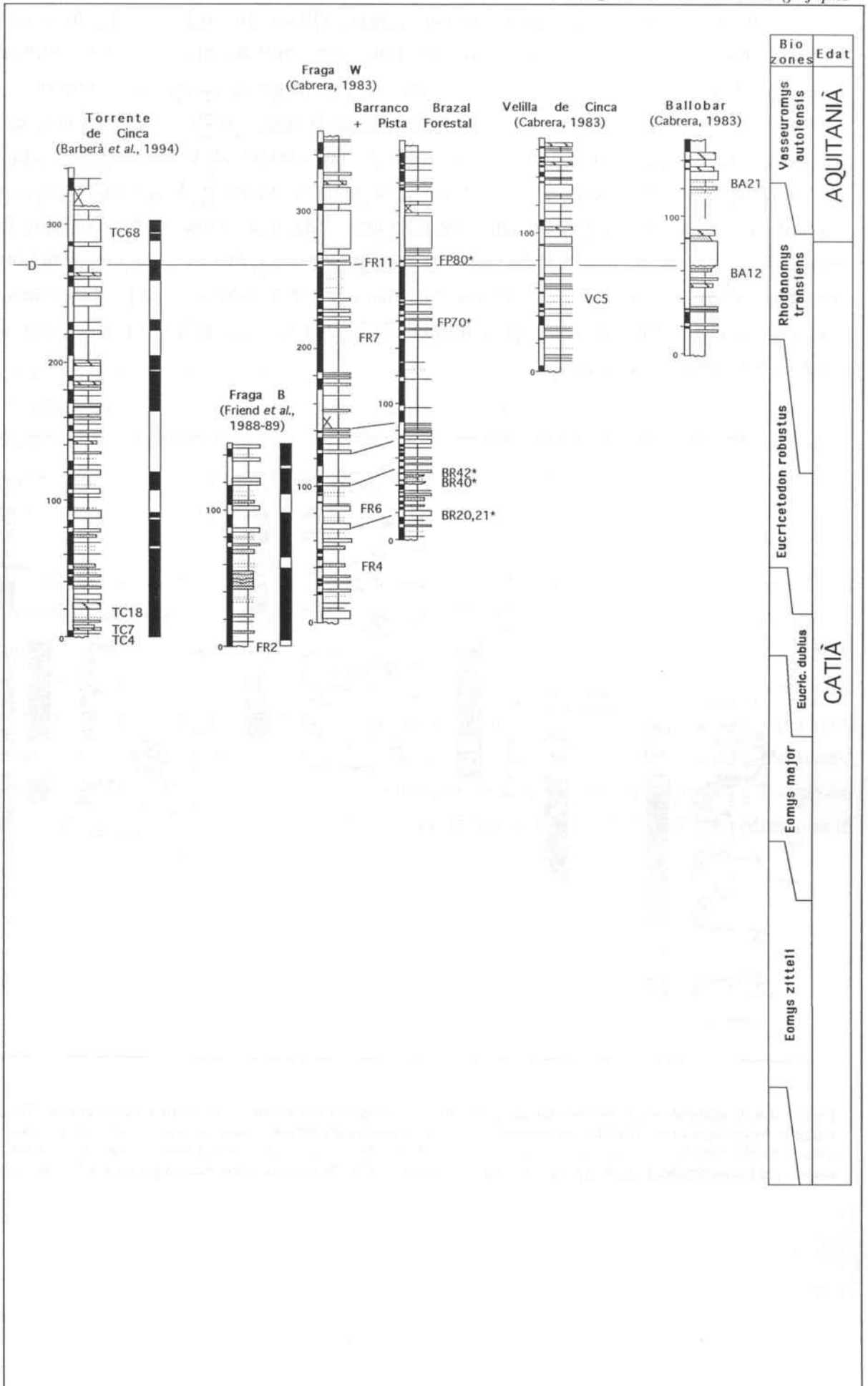


Figura 7.3. Plafó litostratigràfic de correlació del sector occidental amb indicació dels nivells de correlació utilitzats entre les diferents columnes i la magnetostratigrafia de les seccions de Gandesa, Mina Pilar (Gomis, 1997), Granja d'Escarp (Gomis, 1997), Valcuerna (Gomis, 1997), Fraga B (Friend *et al.*, 1988-89) i Torrente de Cinca (Barberà *et al.*, 1994). S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils d'interès cronostatigràfic, amb asterisc les noves aportacions. GA = Gandesa, CG = Coll d'En Grau, MP = Mina Pilar, LB = La Bagarella, LC = Les Canotes, MQ = Mequinensa, TC = Torrente de Cinca, CC = Costa dels Codissos, FR = Fraga, BR = Barranco Brazal, FP = Fraga pista, VC = Velilla de Cinca, BA = Ballobar. A cada extrem de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossegadors fòssils definides en la conca prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostatigràfica.



Finalment, la secció de Torrente de Cinca no ofereix cap lligam litostratigràfic directe, ja que es troba a l'altra banda de la vall del riu Ebre, però mitjançant criteris biostratigràfics (presència de tres jaciments d'edat Oligocè superior i d'un jaciment d'edat Miocè inferior, veure capítol 5.2), criteris geomètrics i amb la comparació de l'extensió de les magnetozones, es pot establir que la primera magnetozona normal llarga (N3) de Torrente de Cinca correspon a la N3 que també apareix en les seccions de La Granadella i Granja d'Escarp. A aquesta magnetozona normal característica li segueixen una inversa curta (R3), una normal curta (N4) que és la mateixa que apareix en la secció de Granja d'Escarp, una altra inversa (R4), una altra normal més llarga (N5), una inversa curta (R5), una normal curta (N6) representada per tres estacions, una inversa (R6), novament una altra normal (N7), una inversa (R7) i finalment una altra magnetoza normal (N8) (Fig. 7.4).

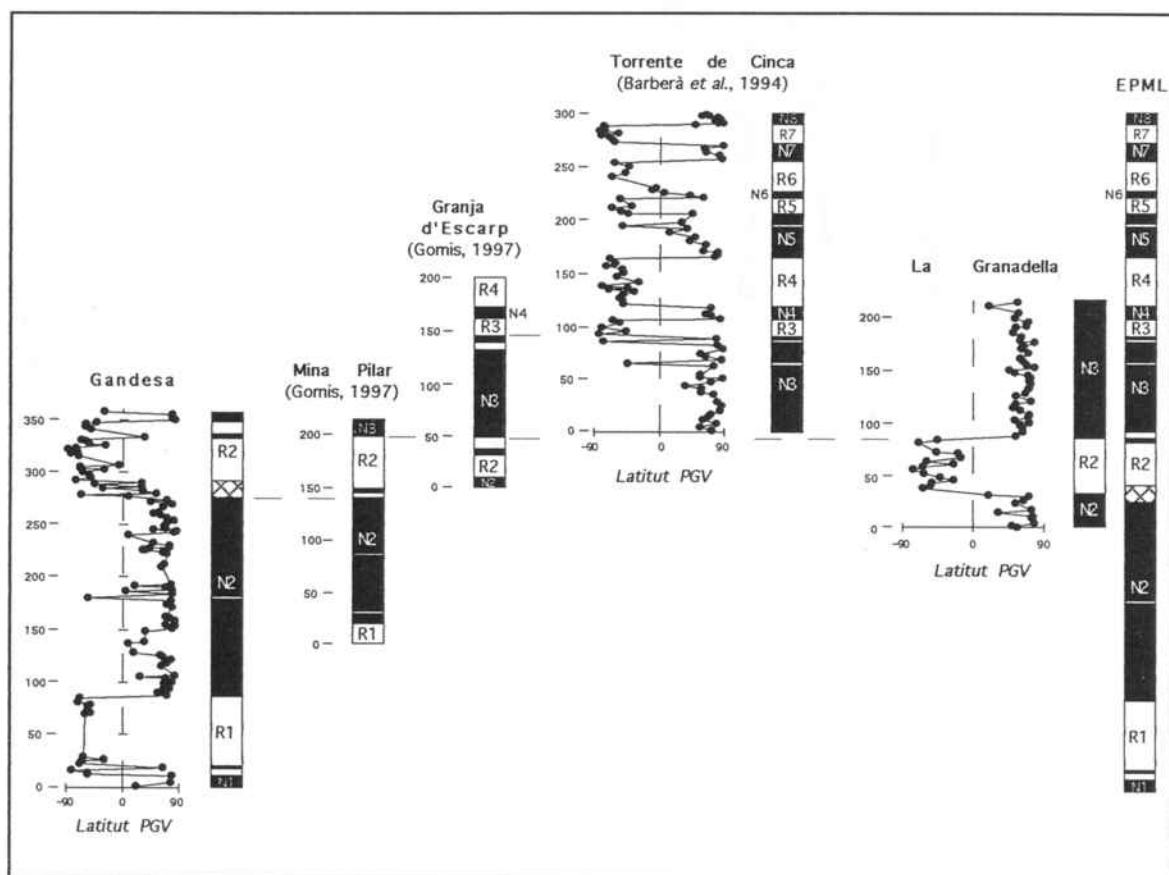


Figura 7.4. Correlació magnetostratigràfica de les diferents seccions del sector occidental i construcció de l'Escala de Polaritat Magnètica Local (EPML) obtinguda. Les línies discontinues correlacionen un mateix canvi de polaritat entre dues seccions. Només s'han considerat magnetozones (N1, R1, N2, ...) les bandes que presenten més de dues estacions, encara que posteriorment puguin ser interpretades com crons de l'EGPM bandes representades per una o dues estacions.

7.1.3. Correlació entre els sectors oriental i occidental

Un cop tenim construïda la magnetostratigrafia del sector oriental i occidental, cal establir el lligam entre les dues magnetostratigrafies locals establertes. La secció de La Granadella permet un lligam magnetostratigràfic entre els dos sectors mitjançant l'ajut de dues seccions litostratigràfiques intermèdies (seccions de Castellldans-Maials i de Llardecans, veure figura 7.5). La secció de La Granadella enllaça magnetostratigràficament amb la secció de Mina Pilar (sector occidental) i estratigràficament amb la secció de Cervià (sector oriental).

També es disposa d'una altra dada, en aquest cas biostratigràfica, per permet establir la situació del sector oriental respecte l'occidental i viceversa. En la part alta de la secció de Cervià es disposa de l'informació biostratigràfica de dos jaciments (Pla del Pepe i Cervià) que donen una edat Oligocè inferior alt (Agustí *et al.*, 1987 i capítol 5.2), mentre que en la secció de Gandesa es disposa de diversos jaciments (Gandesa 1, 2a, 2b, 2c, 3, ...) que donen una edat Oligocè superior baix (Agustí *et al.*, 1987 i capítol 5.2).

D'aquesta manera el sector occidental estaria superposat a l'oriental o bé el sostre d'un i la base de l'altre poden coincidir. Això s'ha comprovat mitjançant les seccions de Castellldans-Maials i Llardecans aixecades entre Cervià i La Granadella (figura 7.5). Segons les dades litostratigràfiques hi ha l'espai estratigràfic suficient entre les seccions de Cervià i La Granadella per encabir les seccions de Gandesa i Mina Pilar que es troben, estratigràficament per sota i són parcialment equivalents en la part superior, de la secció de La Granadella. Sembla que aquest gruix calculat (al voltant dels 400 m) és suficient per encabir el gruix de sediment que suposen les seccions de Gandesa i Mina Pilar, tenint en compte també que les taxes de sedimentació poden variar entre un sector i un altre.

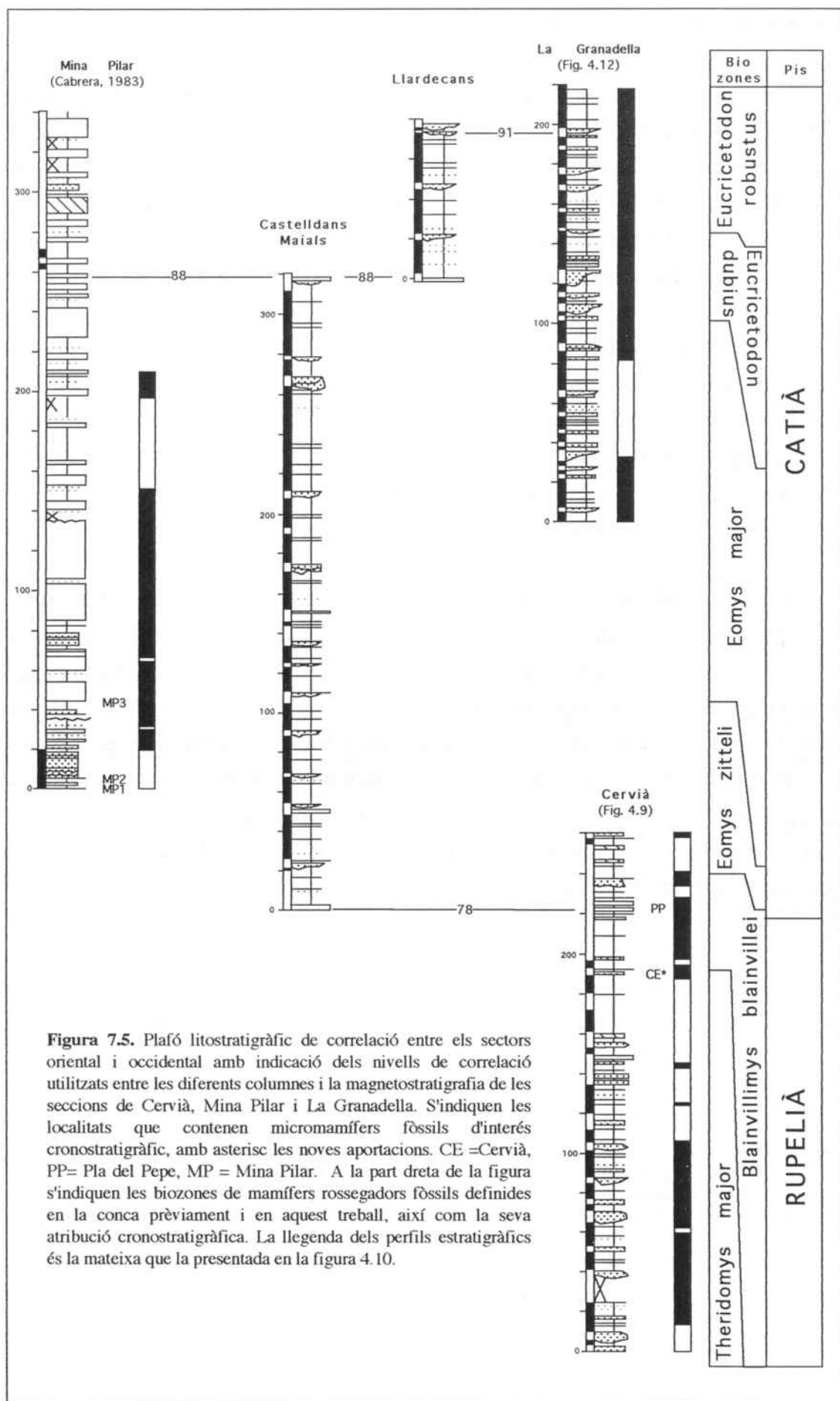
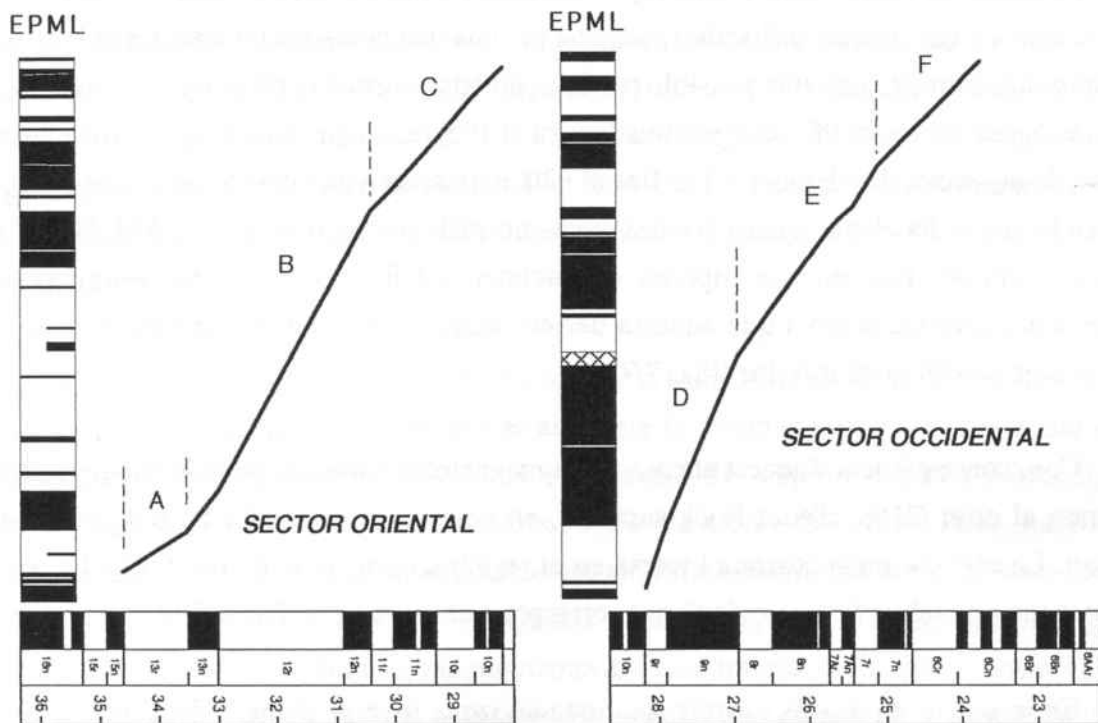


Figura 7.5. Plafó litostratigràfic de correlació entre els sectors oriental i occidental amb indicació dels nivells de correlació utilitzats entre les diferents columnes i la magnetostratigrafia de les seccions de Cervià, Mina Pilar i La Granadella. S'indiquen les localitats que contenen micromamífers fòssils d'interès cronostatigràfic, amb asterisc les noves aportacions. CE =Cervià, PP= Pla del Pepe, MP = Mina Pilar. A la part dreta de la figura s'indiquen les biozones de mamífers rossegadors fòssils definides en la conca prèviament i en aquest treball, així com la seva atribució cronostatigràfica. La llegenda dels perfils estratigràfics és la mateixa que la presentada en la figura 4.10.

7.2. CORRELACIÓ ENTRE LA EPML I LA EGPM

La correlació entre l'Escala de Polaritat Magnètica Local (EPML) i l'Escala Global (EGPM) consisteix en la comparació de la seqüència de polaritats normals i inverses entre les dues escales i obtenir una solució satisfactòria tenint en compte la posició de cada magnetozona, la seva extensió i la possibilitat d'una calibració biostratigràfica. Una de les principals dificultats de correlació es troba amb la variació en la longitud que poden sofrir les magnetozones com conseqüència d'hiatus sedimentaris o de canvis bruscs en la taxa de sedimentació. Aquest fet no es produeix en el cas que ens ocupa constatant-se, mitjançant la construcció de correlogrames, que donen una visió sobre els canvis en les taxes de sedimentació o la possible presència d'hiatus (Fig. 7.6).



EGPM (Cande & Kent, 1992, 1995)

Figura 7.6. Correlogrames compostos corresponents al sector oriental i occidental. En el gràfic del sector oriental, el tram A correspon a la Fm. Sarral, el tram B a les formacions Blancafort, Rauric, Margalef i Gavataxa, i el tram C a les formacions Margalef, Cogul i Marqueses. En el gràfic del sector occidental el tram D correspon a la Fm. Bot i a la Fm. Caspe, el tram E a les formacions Caspe, Mequinensa i Granja d'Escarp i, finalment, el tram F a les formacions Cuesta de Fraga i Torrente de Cinca. Aquests correlogrames són orientatius tenint en compte que les seccions tenen kilòmetres de llargària.

En aquest treball, els principals punts d'ancoratge de la correlació entre les dues escales són l'edat atribuïda als diferents jaciments de micromamífers distribuïts al llarg de les diverses

seccions i la comparació de les longituds de les magnetozones.

En el metre 27 de la secció de Rocafort es troba el jaciment de micromamífers de Rocafort (RO en la figura 7.7); (Anadón *et al.*, 1987) assignat a l'Eocè superior i que constitueix el primer punt d'ancoratge de la sèrie. Aquest punt es situa en la magnetozona normal d'aquesta secció. La correlació amb la secció de Sarral que és la situada immediatament per sobre es fa mitjançant el nivell 35 definit per Colldeforns (tesi doctoral en curs) que correspon a un nivell calcari que es pot traçar des del camí del cementiri de Sarral fins a la base de la pedrera de la mateixa població (metre 27 de la secció de Sarral). La distància des d'aquest nivell de referència fins al canvi de polaritat que es troba per sota és equivalent en les dues seccions.

La secció de Sarral es caracteritza per una primera magnetozona normal des del metre 0 al 15 (la mateixa que apareix a Rocafort) seguida per una magnetozona inversa des del metre 15 al 95 aproximadament, amb una possible banda magnètica normal curta situada al metre 52. A continuació, des del metre 95 fins aproximadament el 185, tenim una altra magnetozona normal, i la resta de la secció, des del metre 185 fins al 620, correspon a una magnetozona inversa molt llarga en la que es localitzen quatre bandes curtes normals (en els metres 285, 473, 507 i 588). Tenint en compte l'edat eocena superior del jaciment de Rocafort i la gran longitud de la magnetozona inversa, sembla que aquesta darrera magnetozona ha de correspondre al cron C12r, ja dins de l'Oligocè inferior (Fig. 7.7).

Com conseqüència d'aquest ancoratge, la magnetozona normal de la secció de Rocafort correspon al cron C15n, d'edat Eocè superior, en consonància amb l'edat del jaciment de Rocafort. La següent magnetozona inversa en el registre, correspon al cron C13r. La segona magnetozona normal de la secció de Sarral correspon per tant al cron C13n (Fig. 7.7).

En la secció de Tarrés apareix una magnetozona inversa d'uns 275 m que, tenint en compte els nivells de referència 45, 57 i 60 definits per Colldeforns (tesi doctoral en curs) que també apareixen en la secció de Sarral i la longitud d'aquesta magnetozona, es pot assegurar que es tracta encara del cron C12r. Per sobre del C12r, es troba una magnetozona normal, entre els metres 275 i 290, que correspon al cron C12n (Fig. 7.7).

La primera magnetozona inversa que apareix en la secció de Vinaixa correspon encara al cron C12r, això es fa evident mitjançant el nivell de correlació n. 67 entre les seccions de Tarrés i Vinaixa i els 25 metres de superposició entre les mateixes seccions. Per tant la magnetozona normal següent, que també apareix a Tarrés, és el cron C12n. Seguidament es troba una magnetozona inversa corresponen al cron C11r. Finalment en aquesta secció apareix una darrera magnetozona normal que ha de correspondre al cron C11n.2n (Fig. 7.7).

La correlació entre la secció de Vinaixa i la de Cervià ve donada pel nivell n. 72, tal com s'ha indicat anteriorment, d'aquesta manera es dóna una superposició d'uns 20 metres entre ambdues seccions. D'aquesta manera la primera magnetozona inversa de Cervià és comuna amb la darrera de Vinaixa (C11r) i la primera normal de Cervià és comuna també amb la darrera de Vinaixa (C11n.2n). A continuació, en la secció de Cervià, es troba una possible magnetozona inversa curta que correspondria al cron C11n.1r i seguidament una altra normal que és el cron C11n.1n. Inmediatament per sobre es troba una magnetozona inversa, d'uns 100 m de potència estratigràfica, corresponent al cron C10r. Superposat a aquest, es troba una altra magnetozona normal que s'interpreta com el cron C10n, i finalment una magnetozona inversa corresponen al cron C9r (Fig. 7.7).

A partir dels arguments lito i biostratigràfics exposats als capítols 4.3.3 i 7.1.3, però també amb la comparació de la EPML dels dos sectors amb la EGPM, es pot afirmar que la primera magnetozona normal que apareix en la secció de Gandesa és la darrera magnetozona normal que es registra a la secció de Cervià, o sigui, el cron C10n. A continuació, en la secció de Gandesa, es troba una magnetozona inversa que correspon al cron C9r, seguida per una llarga magnetozona normal interpretada com el cron C9n. Per sobre es troba una magnetozona inversa que es considera com el cron C8r i finalment una magnetozona normal que correspon al cron 8n.2n (Fig. 7.7).

La correlació entre la secció de Gandesa i la de Mina Pilar no té un lligam directe, ja que enmig es troba la vall del riu Ebre, és per això que la correlació s'ha fet mitjançant criteris litostratigràfics (veure figures 4.14 i 7.3 i discussió del capítol 4.3.2) i biostratigràfics (equivalència de les faunes de rosegadors fòssils de Gandesa i Mina Pilar, capítol 5.2). D'aquesta manera, existeix una superposició estratigràfica completa entre les dues seccions, per tant la primera magnetozona inversa de Mina Pilar correspon al cron C9r, també registrat a Gandesa. Per sobre es troba una magnetozona normal interpretada com el cron C9n, una inversa (cron C8r) i finalment una magnetozona normal que correspon al cron C8n.2n (Fig. 7.7).

Mitjançant la cartografia disponible (S.G.C., fulla inèdita de Montmaneu), s'han correlacionat mitjançant un mateix nivell de correlació calcari les seccions de Mina Pilar i Granja d'Escarp (des del metre 230 de Mina Pilar fins al metre 100 de Granja d'Escarp, aproximadament, veure figures 4.14 i 7.3). D'aquesta manera es pot deduir que la primera magnetozona inversa de Granja d'Escarp correspon al cron C8r, equivalent del que es troba en la part superior de Mina Pilar i Gandesa. A Granja d'Escarp, la següent magnetozona normal és el cron C8n i la darrera magnetozona inversa s'interpreta com el cron C7r (Fig. 7.7).

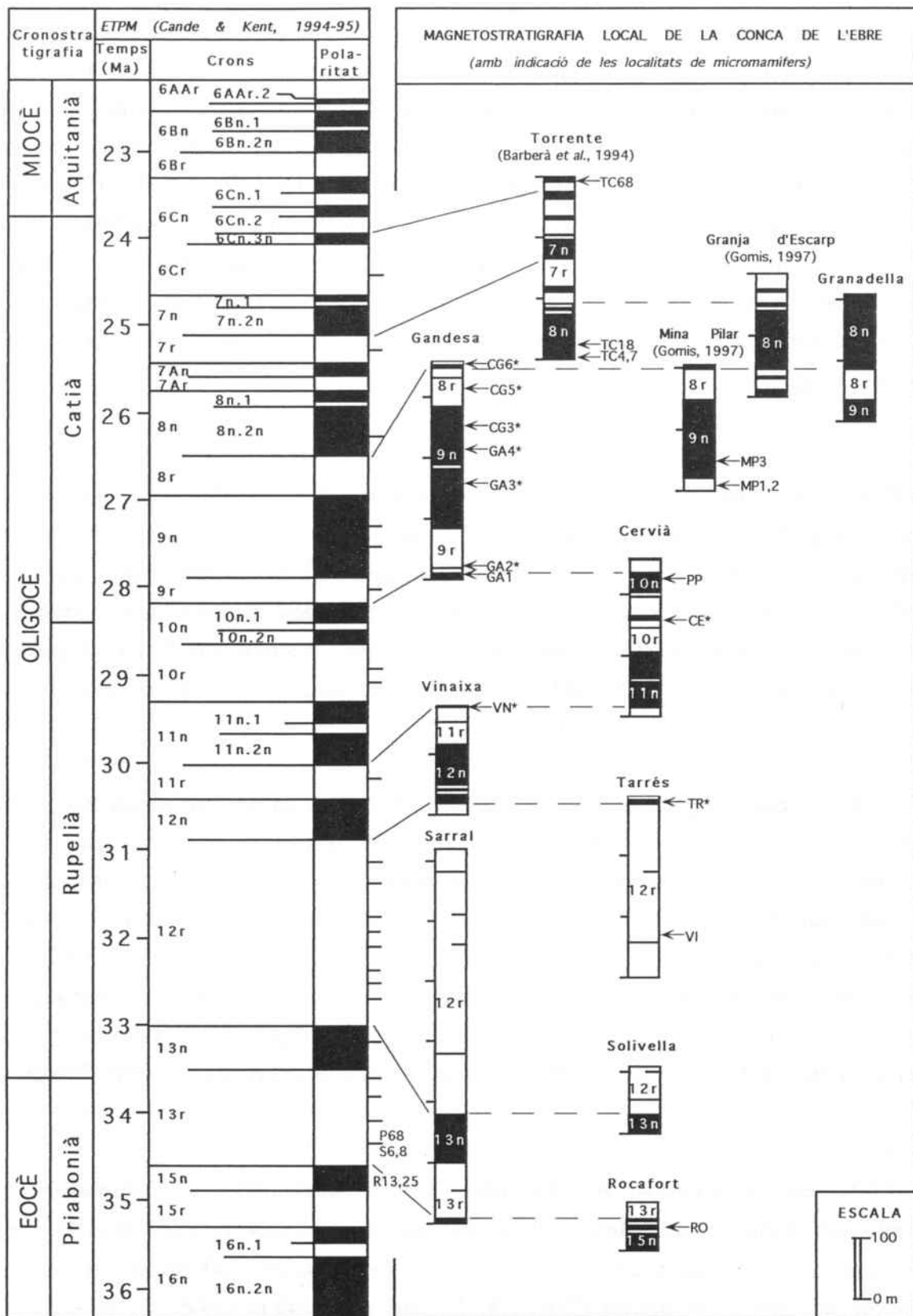


Figura 7.7. Correlació magnetostratigràfica de totes les seccions considerades amb l'ETPM. També s'indica la posició dels jaciments de mamífers en les diferents seccions (veure text per les abreviatures). Els nous jaciments es troben indicats amb asterisc (*). Les dades de la secció de Torrente de Cinca són les de Barberà *et al.* (1994) i les de Mina Pilar i Granja d'Escarp segons Gomis (1997). També s'indica la posició aproximada de les mostres de polen (R13, 25; S6,8 i P68) de Cavagnetto i Anadón (1996). La darrera d'aquestes (P68) indica la primera aparició d'herbes: Gramineae, Phlomis, Caryophyllaceae, etc.

També relacionada amb la secció de Mina Pilar, es troba la secció de La Granadella. Aquestes dues successions es correlacionen mitjançant un nivell calcari que es pot traçar fins a la secció de Maials, des d'aquest punt fins al sostre de la secció de la Granadella s'ha controlat la successió amb la secció de Llardecans (veure figures 4.15 i 7.5). Calculant els metres des del sostre de la secció de Mina Pilar i despenjant la secció de La Granadella, s'arriba a la conclusió que aquestes dues seccions presenten un solapament estratigràfic d'uns 100 metres aproximadament (el sostre de Mina Pilar es solapa amb la base de La Granadella). D'aquesta manera, la llarga magnetozona normal de la secció de La Granadella correspon al cron C8n, per sota es situa una magnetozona inversa interpretada com el cron C8r i finalment, a la base de la secció, es troba una magnetozona normal que correspon al cron C9n (Fig. 7.7).

En darrer terme es troba la secció de Torrente de Cinca, la qual no ofereix cap lligam litostratigràfic directe, ja que es troba a l'altra banda de la vall del riu Ebre, però mitjançant criteris biostratigràfics (presència d'un jaciment d'edat Miocè inferior, veure capítol 5.2), criteris geomètrics i amb la comparació de la longitud de les magnetozones, es pot establir que la primera magnetozona normal llarga correspon al cron C8n.2n, a continuació es troba una curta magnetozona inversa interpretada com el cron C8n.1r i seguidament una curta magnetozona normal corresponent al cron C8n.1n. Per sobre es troba una magnetozona inversa curta interpretada com el cron C7Ar. Per damunt d'aquesta magnetozona inversa es situa una altra magnetozona normal curta assignada al cron C7An. Sobreposada a aquest darrer cron es situa una magnetozona inversa interpretada com el cron C7r. Seguidament es troba una magnetozona normal que correspon al cron C7n.2n, una magnetozona inversa curta interpretada com el cron C7n.1r i sobreposat a aquest, una magnetozona normal corresponent al cron C7n.1n. A continuació es troba una magnetozona inversa relativament llarga interpretada com el cron C6Cr i a continuació un seguit de petites magnetozones normals i inverses que corresponen successivament als crons C6Cn.3n, C6Cn.2r i C6Cn.2n (Fig. 7.7). Aquesta interpretació de les diferents magnetozones és la ja anteriorment proposada a Barberà *et al.* (1994).

A manera de recapitulació es pot dir que s'ha reconegut des del cron C15n fins al C6Cn.2n, això implica una successió continua d'una durada d'uns 11,5 milions d'anys des de l'Eocè superior fins al Miocè inferior en uns 1.800 metres aproximadament. La resolució de les dades es bona i com conseqüència immediata la correlació entre l'Escala de Polaritat Magnètica Local obtinguda i l'Escala Global de Polaritat Magnètica mostra una similitud molt gran. Aquest fet reforça la idea de la bona qualitat d'aquestes dades i, a més a més, permet traçar, per primer cop, una sèrie de línies temps i obtenir un conjunt de datacions absolutes al llarg del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre.

7.3. EL REGISTRE DE CRIPTOCRONS

En estudis recents sobre les anomalies magnètiques oceàniques s'ha observat la presència d'anomalies de petita entitat o bandes magnètiques de longitud d'ona curta anomenades *tiny wiggles* o criptocrons, d'origen incert.

Existeixen dos problemes a l'hora d'interpretar aquestes anomalies i incloure-les en l'escala de temps de referència (Cande & Kent, 1995): en primer lloc l'ambigüitat en el tipus de comportament del camp geomagnètic dipolar que representen els criptocrons i en segon lloc el desigual repartiment en el temps i l'espai. Els intervals de polaritat de més amplitud que els criptocrons són conseqüència de canvis complets del camp geomagnètic i generalment són identificats i correlacionats en els treballs magnetostratigràfics. Però els intervals de polaritat de curta durada sovint no es veuen confirmats en les diferents escales magnetostratigràfiques locals, bé per la seva curtíssima durada o bé per que es tracta de variacions d'intensitat del camp geomagnètic de llarg període (50-200 milers d'anys) (Cande & Kent, 1995). Com conseqüència que l'escorça oceànica, on es registren les variacions del camp geomagnètic a partir de les quals es construeixen les escales paleomagnètiques de referència, presenta diferents resolucions segons els llocs on es realitzin les campanyes oceanogràfiques (per exemple, la velocitat d'expansió és diferent en l'Atlàntic nord que en l'Indic central), l'amplitud de les bandes magnètiques o fins i tot el seu registre pot variar. Per aquesta raó existeixen intervals (des de l'anomalia 15 fins a la 23, entre l'Eocè inferior i el superior, o des de la 27 a la 34, entre el Cretaci superior i el Paleocè inferior) dins les escales de referència (Cande & Kent, 1992, 1995) on no s'han registrat els possibles criptocrons.

L'origen doncs d'aquests criptocrons és incert, tot i que, d'alguna manera o altra, constitueixen un registre d'alta resolució del camp geomagnètic. Bé poden tractar-se de crons de polaritat no resolts o bé de fluctuacions de la intensitat del camp geomagnètic. L'estudi paleomagnètic d'un registre continu en sèries continentals com és el cas d'aquesta memòria, amb unes taxes de sedimentació suficientment elevades, és una font d'informació potencialment important per verificar les dues hipòtesis existents sobre l'origen dels criptocrons.

El registre dels diversos criptocrons en la escala magnetostratigràfica local és una altra eina de correlació entre aquesta escala i la de referència. En la magnetostratigrafia obtinguda en el present treball s'han registrat nombroses bandes magnètiques de curta durada, representades generalment per una sola estació (que inclouen normalment tres espècimens), un bon nombre de les quals poden correlacionar-se amb l'EGPM (Fig. 7.8). Algunes de les estacions considerades com criptocrons, presenten espècimens amb direccions característiques ambigües però estables i, de vegades, contradictòries. A aquests possibles criptocrons se'ls ha dibuixat en la figura 7.8 només fins a la meitat de la caixa (cas del C13r-1, C12r-4 i altres). És plausible

pensar que l'origen d'aquests possibles criptocrons és geomagnètic, ja que corresponen a períodes molt curts i, per tant, és fàcil que quedin enmascarats i parcialment remagnetitzats pel camp geomagnètic immediatament posterior.

En la primera de les seccions magnetostratigràfiques obtingudes, secció de Rocafort, es registren dues bandes magnètiques inverses situades en la meitat superior del cron C15n (Fig. 6.9 i 7.8). Aquestes dues bandes no es poden assignar a cap dels criptocrons de l'EGPM ja que, com s'ha dit anteriorment, no hi ha registre de criptocrons en l'EGPM entre les anomalies 15 a la 23.

La secció de Sarral mostra un bon nombre de bandes magnètiques de curta durada. En primer lloc tenim el possible criptocron (únicament representat per un espècimen amb direcció normal inambigua) del metre 52 que, per la seva posició central en la magnetozona inversa C13r, correspondria al criptocron C13r-3. L'assignació dels diversos criptocrons de la magnetozona C12r no és directa, però tenint en compte les distàncies aproximades entre ells segons la EGPM, considerant una taxa de sedimentació sense grans variacions i amb l'ajut de les dades de les seccions de Solivella i Tarrés, podem considerar els següents criptocrons: la banda normal del metre 70 de la secció de Solivella és el criptocron C12r-8 (molt pròxim a la magnetozona C13n), que no es troba a Sarral ja que deu coincidir amb el tram cobert al voltant del metre 240. El possible criptocron del metre 100 de la secció de Solivella correspon, seguint el mateix raonament i amb la referència del nivell de correlació n. 41 (veure figura 7.1), al C12r-7 que també es troba a Sarral (metre 285), mentre que el C12r-6 no es troba ja que quedaria en el tram cobert situat al voltant del metre 320. Els dos possibles criptocrons següents (metres 473 i 507 de la secció de Sarral) correspondrien al C12r-4 i C12r-3, respectivament, el C12r-5 no s'ha registrat i podria quedar situat al voltant del tram cobert del metre 430. Finalment el criptocron del metre 588 correspon al C12r-2, mentre que el C12r-1 quedaria possiblement per sobre del sostre de la secció o no s'ha registrat (Fig. 7.8).

Pel que respecta a la secció de Tarrés (Fig. 6.19), en la magnetozona inversa C12r apareixen dos possibles criptocrons (metres 59 i 170) que, seguint els mateixos criteris de la secció de Sarral i segons la correlació litostratigràfica establerta entre aquestes dues seccions (nivells n. 57 i 60, veure figura 7.1), poden correspondre als criptocrons C12r-4 i C12r-2 (Fig. 7.8), encara que la seva distribució al llarg d'aquesta magnetozona inversa no és tant clara, segurament com a conseqüència de petites variacions en la taxa de sedimentació.

La secció de Vinaixa (Fig. 6. 22) presenta en primer lloc, dues bandes inverses curtes situades en la part inferior del cron C12n que no tenen correspondència amb cap criptocron de l'EGPM. En la magnetozona inversa C11r es registra una banda curta normal (metre 147) que coincideix amb la posició del criptocron C11r-1 de l'EGPM.

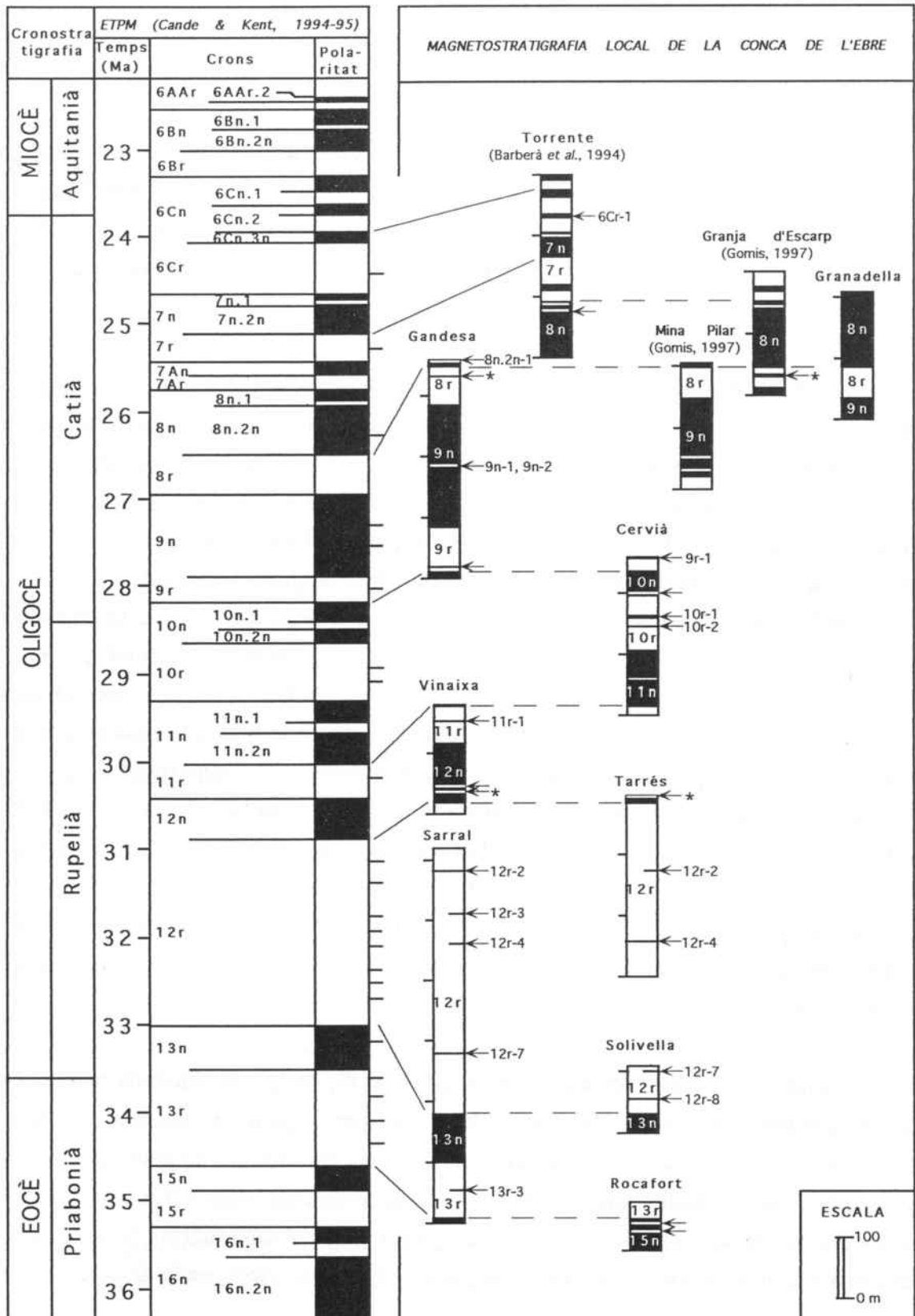


Figura 7.8. Correlació magnetostratigràfica dels criptocrons registrats en la magnetostratigrafia local amb els criptocrons de l'Escala Global de Polaritat Magnètica (EGPM). Els criptocrons amb correspondència amb els de l'EGPM s'indiquen amb una fletxa i la nomenclatura corresponent. Els possibles criptocrons sense correspondència només s'assenyalen amb una fletxa. Els possibles criptocrons registrat en més d'una secció s'assenyalen amb fletxa i asterisc.

Pel que respecta a la secció de Cervià (Fig. 6.24) presenta dues bandes curtes normals (la més superior representada per dues estacions) situades en la magnetozona inversa C10r que es poden interpretar, segons la seva posició, com corresponents als criptocrons C10r-1 i C10r-2 de l'EGPM. També es registra una banda inversa en la part inferior de la magnetozona normal C10n sense correspondència amb l'EGPM. I finalment, la darrera estació, que correspon a una banda curta normal dins la magnetozona inversa C9r, pot correspondre al criptocron C9r-1 si la posició d'aquest en la secció de Cervià fós centrada respecte la magnetozona C9r, però malauradament no es disposa de més registre en aquesta secció.

En la secció de Gandesa (Fig. 6.27) apareix una primera banda normal curta situada en la magnetozona inversa C9r i interpretada com una banda que no apareix en l'EGPM. En la llarga magnetozona normal C9n es registra una banda inversa curta que, per la seva posició central es fa difícil d'assignar a un dels dos criptocrons (C9n-1 i C9n-2) que apareixen en l'EGPM. En la magnetozona inversa C8r apareix una banda normal no correlacionable amb l'EGPM, però que també apareix en una posició similar en la secció de Granja d'Escarp (Fig. 7.8). La darrera estació, de polaritat inversa, situada en el cron C8n.2n, podria correlacionar-se amb el criptocron C8n.2n-1 de l'EGPM.

Finalment, la secció de Torrente de Cinca (Fig. 6.33) presenta una primera banda inversa situada en la magnetozona normal C8n.2n (metre 64), sense correspondència amb l'EGPM. En la magnetozona inversa C6Cr es registra una banda normal constituïda excepcionalment per tres estacions que, segons la seva posició, es pot interpretar com corresponent al criptocron C6Cr-1 de l'EGPM.

D'aquesta manera s'han reconegut un total de 13 criptocrons sobre un total dels 22 que apareixen en l'EGPM entre els crons 13 a la 6C. A més a més, també s'han registrat dues bandes de curta durada en el cron C15n i un total de 6 bandes més que no tenen correspondència amb l'EGPM, algunes de les quals es repeteixen en més d'una secció magnetostatigràfica. Aquest fet reforça encara més la correlació entre l'EGPM i la magnetostatigrafia obtinguda.

D'altra banda, el fet d'observar els criptocrons en el registre paleomagnètic apunta que aquestes anomalies es deuen més aviat a canvis de polaritat de curta durada no reconeguts més que a fluctuacions de la intensitat del camp geomagnètic.

8. IMPLICACIONS PALEOBIOCRONOLÒGIQUES I CRONOSTRATIGRÀFIQUES

8.1. CRONOLOGIA DELS CANVIS FAUNÍSTICS I BIOEVENTS EN LA CONCA DE L'EBRE

La situació d'un jaciment en un punt determinat de la columna magnetostratigràfica dóna, d'una manera bastant aproximada, la datació absoluta d'aquest jaciment. El grau de precisió d'aquesta edat absoluta es troba en funció de la proximitat del jaciment a un canvi de polaritat magnètica. Més interessant que l'assignació d'una edat a un jaciment determinat, és la datació de l'aparició o desaparició d'un o més taxons que defineixen els límits de les biozones locals i que permet la comparació de la biozonació establerta amb altres conques en les que també es conti amb una magnetostratigrafia fiable.

8.1.1. Cronologia dels bioevents de micromamífers de la Conca de l'Ebre

A partir de la magnetostratigrafia establerta en successions on s'han definit biozones locals, es possible la comparació de les aparicions/extincions comuns en dues o més successions. Aquest és el cas de les successions de l'Oligocè superior i Miocè inferior de la Conca de l'Ebre, on tenim un nombre elevat de localitats i es possible fer comparacions de taxons comuns amb altres conques amb un registre temporal equivalent, com ara la Conca de la Molassa Suïssa. Pel que respecte a l'Eocè superior i Oligocè inferior de la Conca de l'Ebre, el fet de tenir poques localitats, biozones definides per només una o dues localitats, no trobar-se els jaciments que defineixen els límits d'algunes biozones en la magnetostratigrafia obtinguda, així com la seva correlació amb aquesta mateixa magnetostratigrafia i l'imprecisió dels límits de determinades biozones, fa que l'intent de comparació amb altres successions sigui menys reeixit.

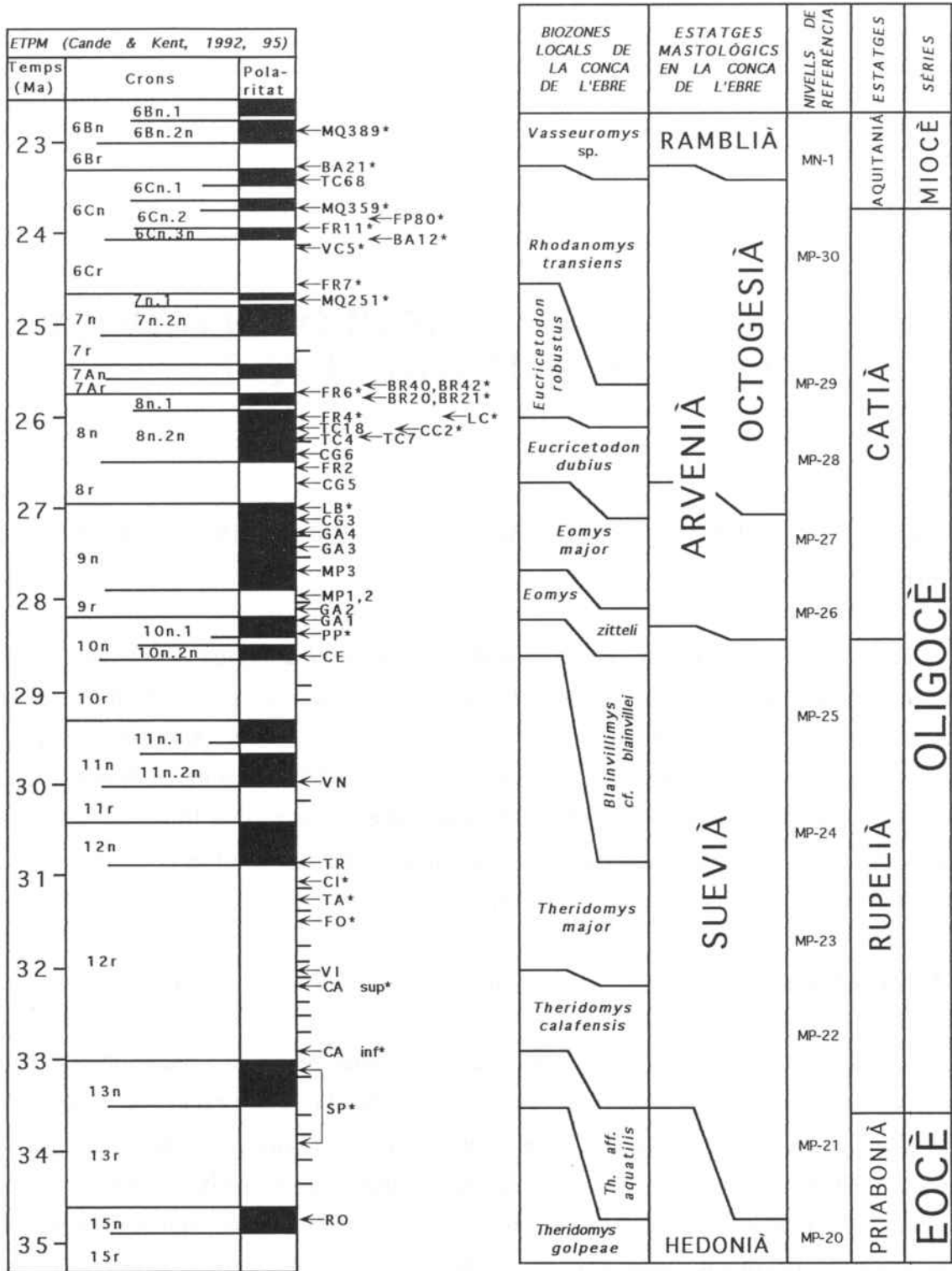


Figura 8.1. Correlació dels diferents jaciments de micromamífers de la Conca de l'Ebre amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica. Els jaciments amb asterisc s'ha correlat fins les seccions amb la magnetostratigrafia establerta. La correlació de jaciments geogràficament llunyants com Santpedor (SP) i Calaf (CA) presenten un cert grau d'imprecisió. S'indiquen els límits de les diferents biozones locals definides, els estatges mastològics, la seva correlació amb els nivells de referència europeus i l'assignació cronostatigràfica. Les sigles dels jaciments corresponen a: MQ Mequinensa, BA Ballobar, TC Torrente de Cinca, FP Fraga Pista, FR Fraga, VC Velilla de Cinca, BR Barranco Brazal, LC Les Canotes, CC Costa dels Codissos, CG Coll d'en Grau, LB La Bagarella, GA Gandesa, MP Mina Pilar, PP Pla del Pepe, CE Cervià, VN Vinaixa, TR Tarrés, CI Ciutadilla, TA Tàrraga, FO Forés, VI Vimbodí, CA Calaf, SP Santpedor, RO Rocafort.

La primera biozona definida en l'Oligocè superior de la Conca de l'Ebre és la d'*Eomys zitteli* definida per la Primera Aparició Local (PAL) d'aquests mateix eòmid, així com la del teridòmid *Issiodoromys pauffiensis*, datada en uns 28,5 Ma (Fig. 8.1, localitat de Gandesa 1).

A continuació es troba la biozona d'*Eomys major* definida per la PAL d'aquest eòmid i datada en uns 27,7 Ma (Fig. 8.1, localitat de Mina Pilar 3). En la Molassa Suïssa aquest mateix eòmid apareix en la localitat de Fornant 6 amb una edat d'uns 24,7-24,8 Ma (Schlunegger *et al.*, 1996), molt més recentment (3 Ma) que en la Conca de l'Ebre.

La següent biozona és la d'*Eucricetodon dubius* definida per la PAL d'*Eucricetodon dubius* i *Eomys ebnatensis* datada en uns 26,8 Ma (Fig. 8.1, localitat de Coll d'en Grau 5). En la Molassa Suïssa *Eomys ebnatensis* apareix en la localitat de Wynau 1 datada en uns 25,5 Ma (Schlunegger *et al.*, 1996), en aquest cas 1,3 Ma més recent que la Conca de l'Ebre.

La biozona següent és la d'*Eucricetodon robustus* definida per la PAL d'aquest mateix cricètid i datada en uns 26,1 Ma (Fig. 8.1, localitat de Fraga 4). Aquesta espècie no apareix en la Molassa Suïssa.

A continuació es troba la biozona de *Rhodanomys transiens* definida per la PAL d'aquesta mateixa espècie, datada en uns 24,6 Ma (Fig. 8.1, localitat de Fraga 7). *Rhodanomys transiens* no apareix en la conca suïssa.

Amb les dades reflexades en la figura anterior, queda clar que determinades espècies apareixen abans en la Conca de l'Ebre que en la Conca de la Molassa Suïssa (Fig. 8.2). No cal perdre de vista que aquesta afirmació pot ser deguda a: 1) un decalatge de les dades de base paleomagnètiques i la correlació amb l'EGPM en ambdues conques (poc probable tenint en compte les completes magnetostratigrafies d'ambdues conques), 2) una manca de registre de determinats taxons de la Molassa Suïssa degut a un mostreig insuficient (aquests mostreig és però molt superior al que es disposa en la Conca de l'Ebre pel que fa a la quantitat de restes dentàries per dur a terme la determinació dels taxons), 3) causes de tipus evolutiu, paleoecològic o paleogeogràfic que han condicionat les aparicions, dispersions i desaparicions de les diverses espècies.

En aquests moments encara es prematur extreure conclusions definitives en cap dels sentits esmentats, però és indubtable que disposar per primer cop de dues successions paleofaunístiques de l'Oligocè europeu potencialment comparables, obre noves possibilitats d'avenç en l'anàlisi biostratigràfic i paleobiogeogràfic d'aquest període de temps.

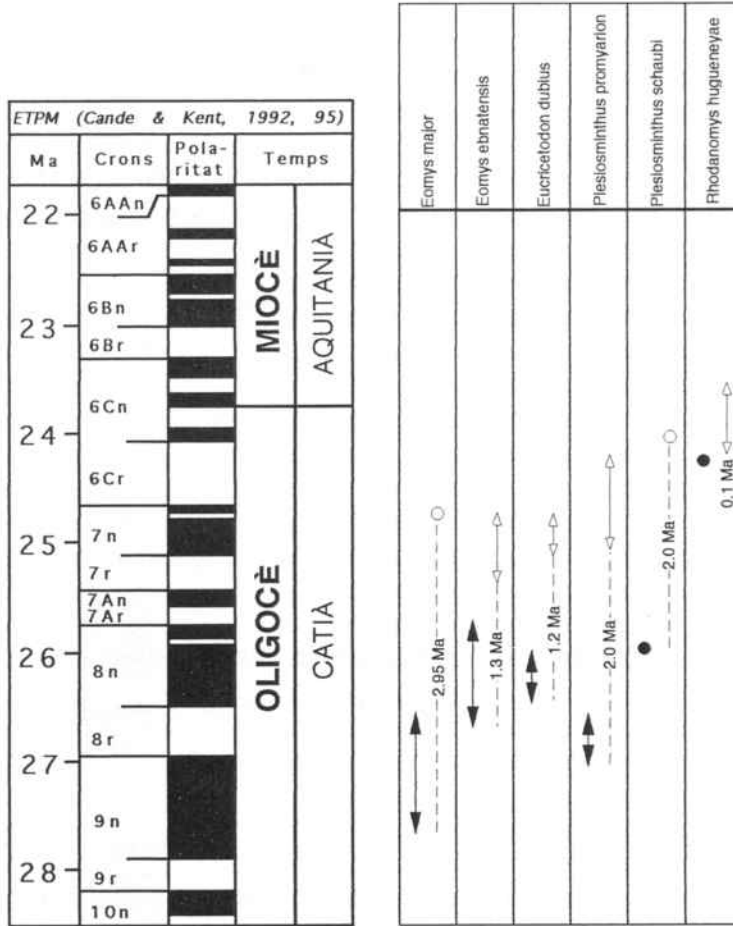


Figura 8.2. Quadre comparatiu de les aparicions i desaparicions de taxons comuns registrades en la Conca de l'Ebre (fletxes i punts negres) i en la molassa suïssa (fletxes i punts blancs) amb indicació de la diferència temporal entre les aparicions en ambdues conques.

8.1.2. Cronologia dels canvis florístics de la Conca de l'Ebre

El registre dels canvis florístics al Paleogè de la Conca de l'Ebre oriental es basa en primer lloc en els estudis sobre restes foliars de macròfits de localitats conegudes d'antic i en segon lloc en els escassos estudis palinològics duts a terme en diverses parts de la successió.

Els jaciments de macròfits de la Conca de l'Ebre es distribueixen en tres zones: el sector de Tàrrrega amb el jaciment del Talladell, el sector de Cervera amb els jaciments de Mas Claret, Sant Pere dels Arquells, Sant Antolí i Rubinat i el sector de Sarral amb el jaciment del mateix nom. La descripció d'aquesta flora ja s'inicià a començaments de segle i ha seguit, esporàdicament, fins a l'actualitat (Depape y Bataller, 1931; Bataller y Depape, 1950; Fernández Marrón, 1971, 1973a, b; Sanz de Siria, 1988, 1992; Picó i Martín Closas, 1996).

La flora de macròfits per ella mateixa, no permet una assignació cronostatigràfica precisa. És per això que l'edat dels diferents jaciments s'ha fet per comparació amb les faunes de mol·luscs o de mamífers associades. Clàssicament, els diferents jaciments de macròfits s'han assignat a l'Oligocè inferior (el Sannoisià-Estampià de Sanz de Siria, 1988). Segons les dades magnetostratigràfiques d'aquesta memòria, els jaciments del sector de Tàrraga i Cervera corresponen efectivament a l'Oligocè inferior, però no el jaciment de Sarral, situat en la magnetozona C13r i, per tant, d'edat Priabonià (Eocè superior).

Com s'ha esmentat anteriorment, amb les associacions de macròfits no es pot establir una cronostatigrafia precisa, però poden donar informació sobre la paleoclimatologia de l'àrea estudiada. Les associacions de flora dels diferents jaciments d'aquest sector de la Conca de l'Ebre, indiquen que aquesta vegetació poblava zones que envoltaven extensos pantans salobres i ocupaven també zones una mica més allunyades (Sanz de Siria, 1988). Aquestes paleofitoassociacions (presència de *Sabal major*, *Ailanthus cerverensis*, *Cinnamomum lanceolatum*, *Ficus multinervis*, etc.) indiquen un clima tropical o subtropical amb temperatures mitjanes anuals al voltant dels 22-25° C i amb poca variació estacional. La humitat ambiental, proporcionada per les pluges i les zones humides de les proximitats de les aigües, era de tipus mitjà i baixava a mesura que ens allunyavem de la zona d'influència lacustre (Sanz de Siria, 1988). Sembla ser que el jaciment de Sarral, una mica allunyat dels depocentres lacustres principals, mostra unes associacions (*Sequoia langsdorfii*, *Callitris brongniarti*, *Pinus*, *Acacia*, etc.) que indiquen un ambient més sec que les associacions del sector de Cervera.

D'altra banda les dades palinològiques més significatives de les successions estudiades es limiten a les palinoflores de Calaf descrites per Solé & Porta (1979) i les dades palinològiques de les successions eocenes i oligocenes inferiors de Cavagneto & Anadón (1996). Les associacions palinològiques de Calaf són més modernes que les esmentades, situant-se a la part baixa de l'Oligocè inferior, i reflexen condicions climàtiques humides i càlides (Sáez, 1987).

8.1.3. Cronologia de la biozonació local de caròfits de la Conca de l'Ebre

A diferència del que succeeix amb el macròfits, la biostratigrafia per caròfits permet una biozonació independent d'altres biozonacions, amb el que es pot arribar a subdividir el registre sedimentari d'una conca i a més a més permet establir correlacions amb altres conques a nivell continental.

Els primers treballs sobre els caròfits de la Conca de l'Ebre es remonten a la dècada dels anys trenta. Dalloni (1930) va ser el primer en estudiar els caròfits del sector de la Serra de Montclar i Santa Coloma de Queralt. No es fins a la dècada dels seixanta i setanta que torna a

haver-hi alguns treballs com els de Rosell *et al.* (1966) en el sector d'Igualada, Colom *et al.* (1970) en la zona del Lluçanés i Ramírez del Pozo *et al.* (1975) en el sector de Calaf i Cardona. Un avenç important en la biozonació de caròfits va ser donat per diverses tesis doctorals realitzades en la Universitat de Barcelona (Anadón, 1978; Colombo, 1980; Cabrera, 1983; Sáez, 1987) amb col·laboració amb la Dra. Feist de l'USTELA de Montpeller, a partir de les que van sorgir nous treballs (Anadón et Feist, 1981; Anadón *et al.*, 1983; Choi, 1989; Feist *et al.*, 1991) i finalment una completa biozonació de la Conca de l'Ebre des de l'Eocè inferior fins al Miocè inferior (Anadón *et al.*, 1992; Feist *et al.*, 1994).

A partir de la recopilació de diferents dades, Anadón *et al.* (1992) i Feist *et al.* (1994) estableixen 19 subdivisions entre el Thanetià i l'Aquitanià. Algunes de les biozones locals establertes són relacionables, tant segons la seva associació faunística com per la similar atribució cronostratigràfica, amb les biozones definides en la biozonació europea preexistent (Riveline, 1986). Altres biozones es caracteritzen per associacions amb formes exclusives de la Conca de l'Ebre o en les que espècies índex europees no són abundants o no mostren una àmplia distribució areal. D'aquesta manera la biozonació per la Conca de l'Ebre inclou tant biozones europees com altres exclusives de la conca. L'atribució cronostratigràfica de les diferents biozones es basa en la correspondència d'aquestes amb les localitats de micromamífers existents en la conca.

De les 19 biozones de caròfits establertes en els treballs d'Anadón *et al.* (1992) i Feist *et al.* (1994), vuit es troben incloses en l'interval Eocè superior-Miocè inferior. Per tant, de la mateixa manera que es poden establir les durades de les biozones de micromamífers mitjançant la magnetostratigrafia, també es possible establir l'edat aproximada dels límits que defineixen les diferents biozones de caròfits i establir la seva durada.

La primera de les zones locals de caròfits establertes en la Conca de l'Ebre (Fig. 8.3) és la de *Sphaerochara labellata*, el seu límit inferior es troba situat per sota del jaciment de micromamífers de Sant Cugat de Gavadons, mentre que el límit superior es situa aproximadament a sostre del Mb. Rocafort, en la magnetozona C13r. A continuació es troba la biozona de *Stephanochara vectensis*, on el seu límit superior queda situat lleugerament per sota de les calcàries de la Panadella, per tant en la part inferior-mitja de la magnetozona C12r. La biozona de caròfits següent és la de *N. (T.) meriani* que presenta el seu límit superior situat aproximadament a la base de les calcàries de Tàrraga, en la part superior de la magnetozona C12r. Seguidament es troba un interval sense zona definida inclòs en la part inferior de les calcàries de Tàrraga. *Chara microcera* és la biozona següent, el seu límit inferior es situa lleugerament per sota del jaciment de micromamífers de Forés 33, encara en la part alta de la magnetozona C12r i el límit superior es situa entre els jaciments de Mina Pilar i La Bagarella, en la magnetozona C9n, per tant el rang temporal d'aquesta biozona de caròfits és molt més gran

(superior als tres milions d'anys) que qualsevol de les establertes en la conca entre l'Eocè superior i el Miocè inferior. Per sobre de la biozona de *Chara microcera* es troba la biozona de *Hornichara lagenalis*, que presenta el límit superior situat entre els jaciments de micromamífers de Torrente de Cinca 7 i 18, en la part mitja de la magnetozona C8n.2n. Seguidament es va definir la biozona de *Stephanochara ungeri*, amb el límit superior situat entre els jaciments de Fraga 6 i 7, per tant aquest límit es situa entre les magnetozones C7Ar i C7n. En darrer terme, es troba la biozona de *Stephanochara berdotensis* amb el límit superior indefinit.

Si es comparen les biozones locals de caròfits amb les de micromamífers establertes ambdues en l'interval entre l'Eocè superior i el Miocè inferior de la Conca de l'Ebre (Fig. 8.3) es pot observar que la biozonació mitjançant micromamífers és més precisa.

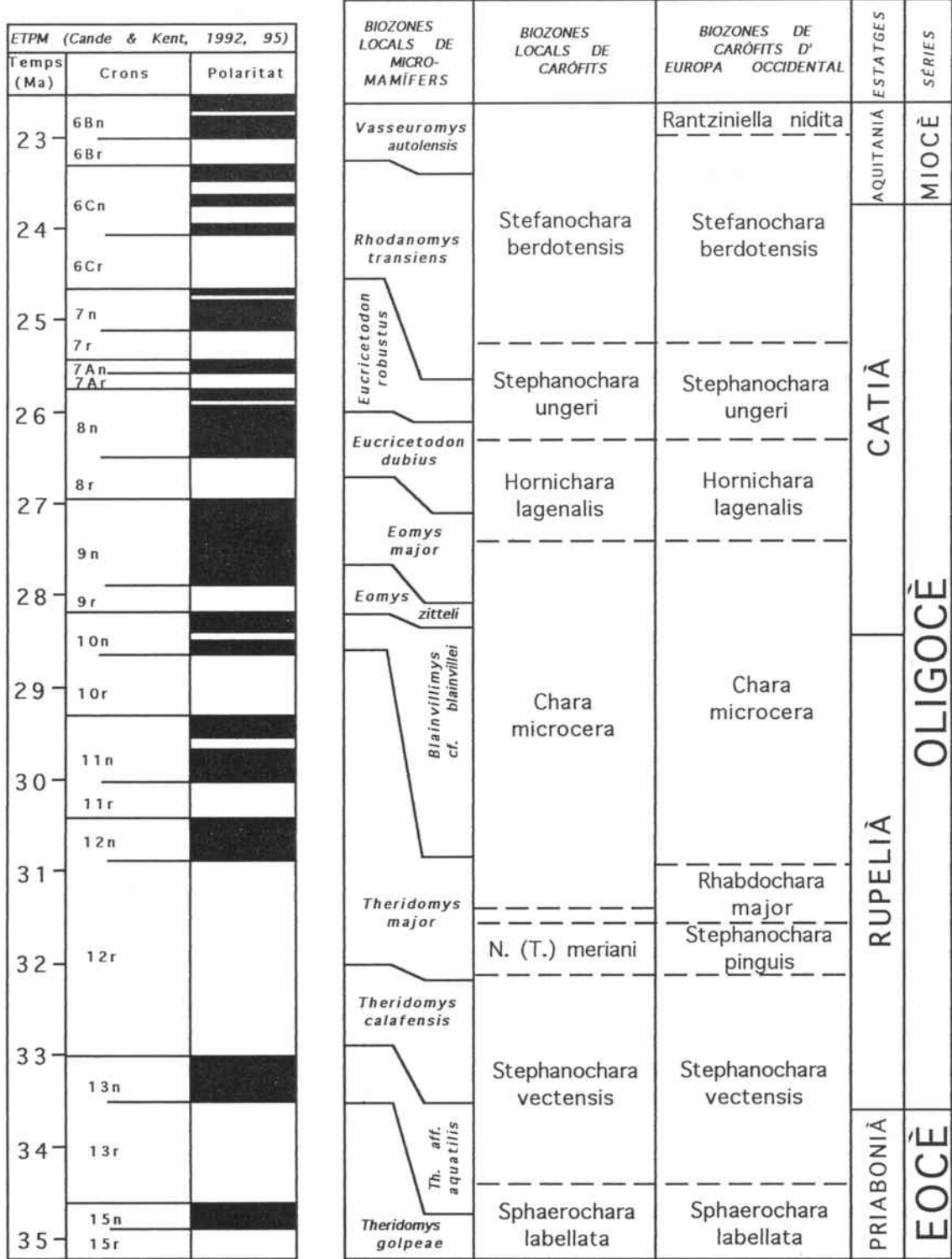


Figura 8.3. Comparació entre les biozones locals de caròfites establertes en la Conca de l'Ebre i les biozones locals de micromamífers en la mateixa conca.

8.2. RELACIÓ DELS BIOEVENTS OLIGOCÈNICS EN LA CONCA DE L'EBRE AMB ALTRES EN EURÀSIA

8.2.1. El registre paleobiològic

Al llarg del registre paleobiològic de les diverses conques continentals europees entre l'Eocè i el Miocè inferior es donen una sèrie d'esdeveniments comuns en tot el continent europeu com ara extincions/desaparicions o aparicions de diversos taxons que són contemporanis entre conques diferents.

Les faunes europees de mamífers durant l'Eocè inferior i mig es trobaven dominades per les formes denominades "arcaiques", com ara primats adàpits, multituberculats, insectívors, creodonts, ungulats primitius, tilodonts i pantodonts (Berggren & Prothero, 1992). Els perissodàctils (paleotèrids i lofiodonts) i artiodàctils (xifodonts, coeropotàmids, cebocoèrids, mixtotèrids, dacritèrids, anoplotèrids, amfimerícids i cainotèrids) eren formes endèmiques peculiars que vivien aïllats en determinades zones del continent europeu. A partir de l'event esdevingut entre el Bartonian i el Priabonian (Hartenberger, 1986), els grans tapiroids s'extingiren i van ser reemplaçats per diferents espècies de *Paleotherium*. Al mateix temps es va produir una reducció dràstica dels mamífers arborícoles (especialment primats i apatèmids), així com petits mamífers insectívors, i es va donar un increment de grans mamífers no arborícoles i herbívors folívors (Collinson & Hooker, 1987). La fauna de rossegadors va canviar des dels pseudosciúrids frugívors fins als teridomorfs folívors.

El primer gran canvi en la fauna terrestre europea és el que es coneix com *Grande Coupure* (Fig. 8.4) situat entre els nivells de referència MP20 i MP21 i, on al voltant d'un 60% de la fauna es va extingir. El terme *Grande Coupure* va ser definit pel paleontòleg suís Stehlin (1909) on, a partir de la comparació de faunes de mamífers franceses i britàniques al voltant del límit Eocè-Oligocè, estableix una important fase de canvi faunístic que va tenir lloc a l'Europa occidental, caracteritzada per una brusca desaparició de determinats taxons i l'aparició d'altres nous. Durant la major part de l'Eocè, Europa va quedar aïllada dels continents més propers com Àfrica, Nord-Amèrica o Àsia per braços de mar que van impedir la dispersió de la fauna continental. Per aquesta raó, en la fauna europea de l'Eocè, s'observa un grau d'endemisme molt elevat. Al límit entre l'Eocè i l'Oligocè es va establir un braç de terra ferma que va permetre l'entrada d'un gran nombre d'inmigrants asiàtics, entre aquests, diverses famílies de rossegadors, provocant l'extinció de moltes formes autòctones com ara els primats prosimis.

En la Conca de l'Ebre i en altres conques ibèriques com la de Montalbán (Freudenthal, 1997), la *Grande Coupure* representa una reducció molt important en el nombre d'espècies de teridòmids, on només es mantenen les formes de tipus hipsodont i lofodont. La posició

temporal de la *Grande Coupure*, lligada a una crisi climàtica, sembla no coincidir en les diverses conques europees (Legendre, 1987). Per exemple, en les conques del Rhinn i Mainz a Alemanya, la *Grande Coupure* es troba situada en el límit entre el Latdorfia (veure capítol 8.4) i el Rupelià, un o dos milions d'anys ja dins de l'Oligocè (Tobien, 1987; Hooker, 1992) i ha estat correlacionada amb l'event isotòpic de l'Oligocè inferior (Miller, 1992) i amb un canvi florístic (Wolfe, 1992). La *Grande Coupure* més que un canvi climàtic, és una sobtada i ràpida immigració i un desplaçament dels taxons endèmics nadius que es pot comparar amb el Gran Intercanvi Americà que es produí entre Nord-Amèrica i Sud-Amèrica durant el Pliocè (Berggren & Prothero, 1992). Sigui com sigui, en el seu inici, aquesta immigració pot tenir un origen climàtic. Aquest fluxe de taxons asiàtics i nord-americans es va produir al creuar l'estret de Turgai a través de la regió dels Urals, que separava Àsia i Europa durant l'Eocè (Vianey-Liaud, 1976), o bé a través de zones marines somes que van quedar emergides i van originar diversos corredors terrestres (Plint, 1988).

Les faunes post-*Grande Coupure* es troben dominades per lagomorfs, rossegadors teridòmids, carnívors avançats (sobretot cànids, mustèlids, vivèrrids, prociònids, úrsids i nimràvids), artiodàctils avançats (especialment antracotèrids, leptomerícids, entelodonts i taiassúids) i perissodàctils avançats (sobretot rinoceròtids i calicotèrids). Els mamífers arborícoles desapareixen completament, dominen els grans mamífers i fan la seva primera aparició els rossegadors granívors. La major part d'aquests nous taxons són immigrants asiàtics o nord-americans a través d'Àsia (Savage & Russell, 1983).

No és fins al límit entre l'Oligocè inferior i el superior que es dona un altre canvi faunístic. En aquest cas esdevé una altra reducció en les espècies de teridòmids de tota Europa. En la conca de Montalbán (Freudenthal, 1997) es produeix un trencament total en la fauna de rossegadors, mentre que en la Conca de l'Ebre, en la família dels teridòmids, només subsisteixen els gèneres *Archaeomys*, *Issiodoromys* i una sola espècie del gènere *Theridomys*, i a finals de l'Oligocè només queda com a únic supervivent de la família dels teridòmids *Issiodoromys quercyi*. Segons Legendre & Hartenberger (1992), a partir de la construcció de cenogrames, dedueixen que durant l'Oligocè les espècies de gran tamany són escasses, mentre que les de talla mitjana són pràcticament absents. Aquesta distribució indicaria un ambient més àrid i obert, similar a la moderna savana.

A mitjans de l'Oligocè superior es produeix en la Conca de l'Ebre un fenòmen d'extraordinari interès evolutiu i paleobiològic com és l'aparició de cricètids de talla molt gran com *Eucricetodon robustus* i del gènere *Cincamyarion* (Fig. 8.4). Abans d'arribar al Miocè però, l'alta diversitat dels cricètids decau ràpidament i sembla que desapareixin.

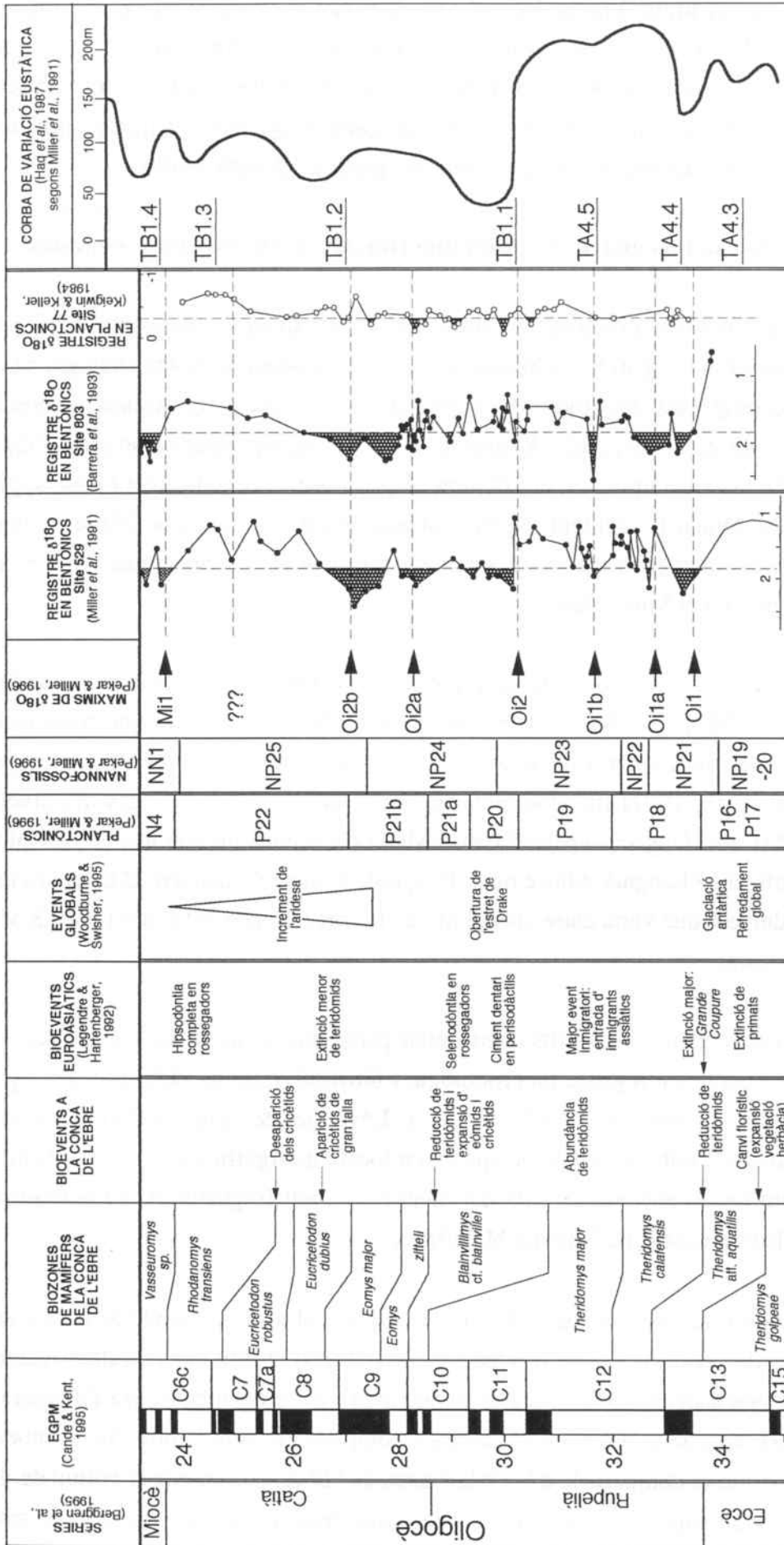


Figura 8.4. Quadre comparatiu dels bioevents esdevinguts en la Conca de l'Ebre entre l'Eocè superior i el Miocè inferior amb els bioevents d'abast euroasiàtic i events globals. Relació amb altres events de caràcter global registrats en sediments oceànics. Cal remarcar que es data amb precisió l'event de canvi climàtic de l'Eocè superior gràcies a que es modifica la datació de les associacions de palinomorfs de Cavagnetto & Anadón (1996).

Finalment, en el límit Oligocè-Miocè no s'observen canvis faunístics. Desapareguts teridòmids i cricètids a la Conca de l'Ebre, encara que aquests darrers tornaran a aparèixer durant el Miocè inferior a causa de noves immigracions, els eòmids segueixen una tendència evolutiva cap a una progressiva disminució de les dimensions, mentre que els glírids es diversifiquen en un gran nombre de gèneres diferents a partir del Miocè inferior.

8.2.2. Comparació del registre magnetobiocronològic en diverses conques

Existeixen diverses conques continentals europees que disposen de registre biostratigràfic entre l'Eocè superior i el Miocè inferior. En algunes d'aquestes s'han dut a terme estudis magnetostratigràfics en combinació amb les dades biostratigràfiques disponibles (Burbank *et al.*, 1992; Lévêque, 1993; Krijgsman *et al.*, 1996; Schlunegger *et al.*, 1996) que permeten datar, d'una manera precisa, els diferents bioevents esdevinguts entre l'Eocè superior i el Miocè inferior. Donat l'excel·lent registre estratigràfic de la Conca de l'Ebre, només la Conca de la Molassa Suïssa presenta un registre comparable, amb un rang temporal que es situa entre l'Oligocè superior i el Miocè mig.

En la conca de la Molassa Suïssa, a partir de la biozonació prèviament establerta (Engesser & Mayo, 1987) s'ha obtingut la magnetostratigrafia dels materials que constitueixen el reompliment de la conca a partir de diversos treballs (Burbank *et al.*, 1992; Schlunegger *et al.*, 1996; Kempf *et al.*, 1997) fins completar la calibració de les faunes des del nivell de referència MP-25 (Catià, Oligocè superior) fins al MN-7 (Aragonià, pis continental parcialment equivalent al Burdigalià i Languià, Miocè mig). D'aquesta manera defineixen 22 biozones locals amb un rang de duració que varia entre els 0,3 Ma en la part més alta del Catià i els 0,8 Ma de l'Aquitanià al Languià.

Diverses conques franceses (rifts continentals perialpins, Conca d'Aquitània, paleokarts de Quercy) també contenen registre biocronològic i biostratigràfic de l'Oligocè. En algunes d'aquestes conques, Lévêque (1992, 1993) i Lévêque & Sen (1991) obtenen la magnetostratigrafia de petites seccions on apareixen localitats significatives pel seu contingut faunístic, obtenint una seqüència de polaritat magnètica molt fragmentària i pretesadament correlable amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica.

Aquest mateix autor (Lévêque, 1992, 1993) segueix el mateix mètode de treball en les conques ibèriques de Loranca i Montalbán (província de Terol) obtenint uns resultats igualment fragmentaris. És precisament en la conca de Montalbán i en la zona de Sierra Palomera que Freudenthal (1997) ha establert una successió molt completa de faunes entre l'Eocè superior i l'Oligocè superior que es comparable a la de la Conca de l'Ebre, encara que el volum de dades de Montalbán és molt superior al de la Conca de l'Ebre fruit de més de deu anys de recerca

intensiva. Malauradament, no es disposa d'una magnetostratigrafia completa de la Conca de Montalbán.

Altres països europeus (Alemanya, Gran Bretanya, Bèlgica, Àustria, ...) presenten també conques continentals oligocenes amb registre biostratigràfic, però no es disposen de dades magnetostratigràfiques en bona part com conseqüència de la poca continuïtat vertical dels afloraments.

A Turquia, els treballs de magnetobiocronostratigrafia centrats en l'Oligocè i comparables en la seva fauna amb la de la Conca de l'Ebre, es limiten al treball de Krijgsman *et al.* (1996a) realitzat sobre sis seccions de la part central d'Anatòlia, obtenint una magnetostratigrafia fragmentària amb únicament dues seccions que presenten una correlació inambigua amb l'Escala Global de Polaritat Magnètica.

8.3. RELACIÓ DE LES SUBDIVISIONS BIOSTRATIGRÀFIQUES I BIOCRONOLOÒGIQUES DE LA CONCA DE L'EBRE AMB LES ESTABLERTES A LA RESTA DEL MÓN

Ja des de començaments d'aquest segle, paleontòlegs nord-americans van assenyalar les profundes diferències existents entre la fauna terrestre de l'hemisferi nord. A més a més, aquestes diferències es veien accentuades per una deficient correlació amb l'escala marina. En poques ocasions els dipòsits que contenen fauna terrestre es troben relacionats amb dipòsits marins durant l'Eocè superior o l'Oligocè. La possibilitat de datacions absolutes mitjançant dipòsits volcànics es dona en diverses seccions nord-americanes, però no a Europa o Àsia. Gràcies al recent desenvolupament de les tècniques de datació magnetostratigràfiques i les datacions absolutes de K-Ar ha canviat radicalment el coneixement sobre l'edat del registre terrestre (Prothero & Swisher, 1992) i per tant s'han pogut comparar les subdivisions paleomastològiques nord-americanes i europees.

Les subdivisions biostratigràfiques paleomastològiques corresponents a l'interval entre l'Eocè superior i el Miocè inferior s'han establert d'una manera precisa a Europa i Nord-Amèrica, mentre que a Sud-Amèrica el registre paleomastològic és encara incomplet i a Àsia i Àfrica la subdivisió en unitats paleomastològiques es troba encara en una fase inicial.

D'aquesta manera es possible la comparació dels registres paleomastològics europeus i nord-americans per tal de trobar-hi algun lligam comú. La paleogeografia de l'hemisferi nord durant l'Oligocè mostra la separació entre Euràsia i Nord-Amèrica, que s'inicià en el Cretaci superior, i per tant una evolució independent de les faunes de mamífers.

Per l'Eocè superior es va definir a Europa occidental l'estatge Hedonià, el límit superior del qual coincideix aproximadament amb el límit Eocè-Oligocè. El seu equivalent nord-americà és el Chadronià (Fig. 8.5) el límit superior d'aquest també coincideix aproximadament amb el límit Eocè-Oligocè. L'equivalent sud-americà és el Tinguiriricà (Fig. 8.5) que abarca part de l'Eocè superior i l'Oligocè inferior.

L'Oligocè es subdivideix a Europa occidental en el Suevià, bàsicament equivalent a l'Oligocè inferior, i l'Arvenià, equivalent de l'Oligocè superior. A Nord-Amèrica s'ha definit l'Orellanià (Fig. 8.5), que correspon a la part més inferior de l'Oligocè, el Whitneyanià (Fig. 8.5) inclòs en l'Oligocè inferior i, finalment l'Arikareenià (Fig. 8.5) que abarca des de la part alta de l'Oligocè inferior fins al Miocè inferior. La subdivisió sud-americana inclou l'estatge Deseadanià (Fig. 8.5) entre la part més alta de l'Oligocè inferior fins la part alta de l'Oligocè superior.

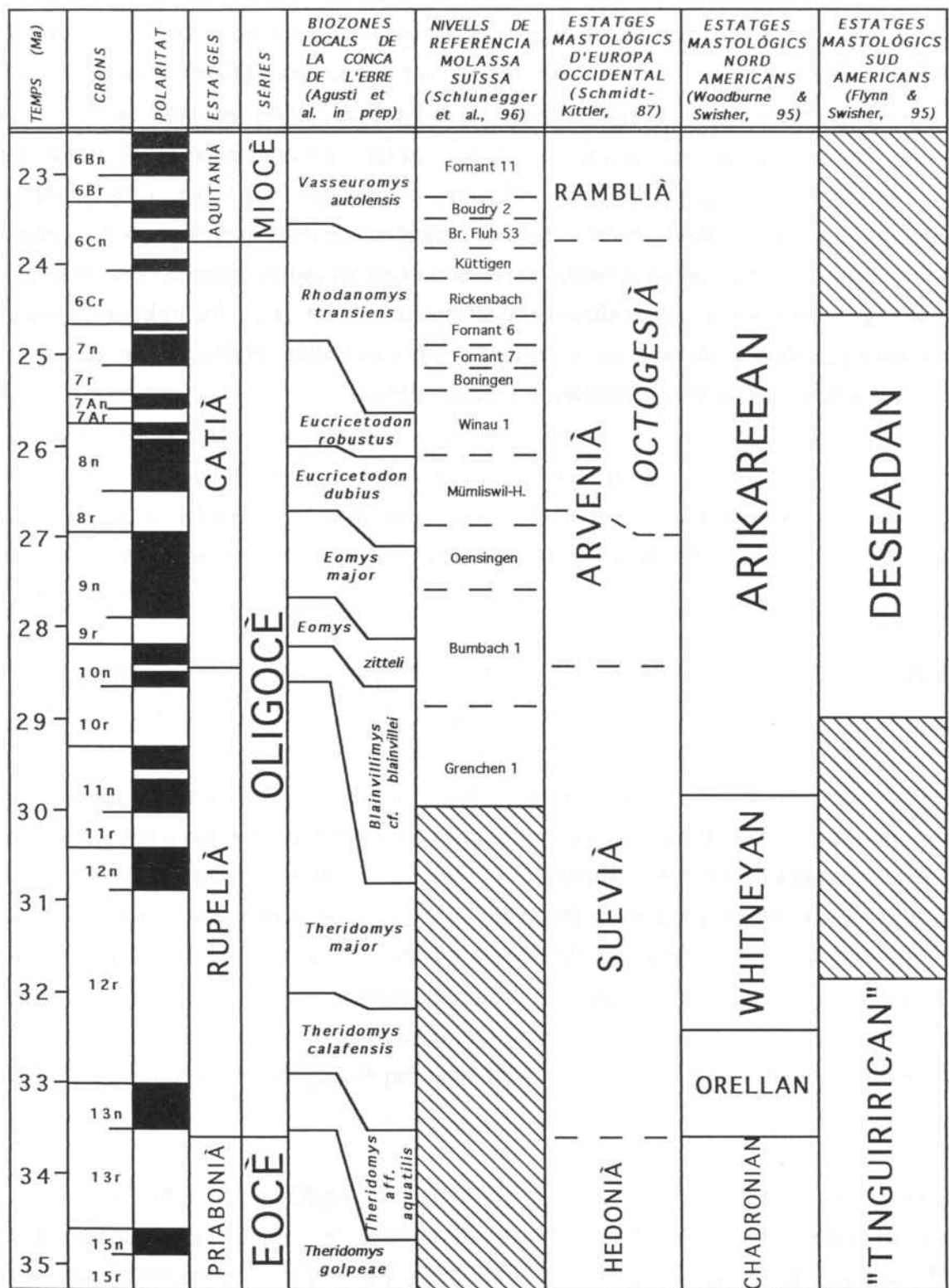


Figura 8.5. Quadre comparatiu de biocronozonació entre l'Eocè superior i el Miocè inferior en la Conca de l'Ebre, Europa occidental, Nord-Amèrica i Sud-Amèrica.

Les diferències més grans entre Europa i Nord-Amèrica es troben en que el registre nord-americà mostra unes evidències majors de l'increment en les condicions d'aridesa durant

l'Oligocè més marcades que a Europa. Aquesta afirmació pot deure's al fet que les dades recollides a Nord-Amèrica provenen de la zona continental interior situada darrera de l'ombra de pluja que produeixen les Muntanyes Rocalloses, mentre que la flora i fauna europees es situen en un contexte més proper a la costa (Berggren & Prothero, 1992). Ambdós continents van patir canvis importants al final de l'Eocè mig, però el trànsit entre l'Eocè i l'Oligocè és molt diferent en escala. La *Grande Coupure* a Europa és molt més forta que el trànsit entre el Chadronià i l'Orellanià a Nord-Amèrica. Si les correlacions de les que es disposa són correctes, el trànsit Chadronià-Orellanià lliga amb canvis menors en les faunes marines en el límit Eocè-Oligocè. Si la *Grande Coupure* és realment oligocena inferior, un o dos milions d'anys més recent, pot equivaldre al major event isotòpic de l'oxígen (Miller, 1992) i al gran canvi en les flors nord-americanes de l'Oligocè inferior (Wolfe, 1992).

8.4. IMPLICACIONS CRONOSTRATIGRÀFIQUES

Les successions objecte d'estudi en aquesta memòria es situen dins l'Oligocè. Aquesta època va ser definida per Beyrich a mitjans del segle passat en roques depositades entre l'Eocè i el Miocè.

L'establiment del límit Eocè-Oligocè a Europa no va ser fàcil com conseqüència que la separació precisa entre l'Eocè, l'Oligocè i el Miocè, des del punt de vista de la moderna cronostatigrafia, no va ser estipulada pels geòlegs del segle passat. També per la natura de les fàcies que constitueixen l'Eocè superior i l'Oligocè inferior, formades per dipòsits carbonatats marins soms a Anglaterra, carbonats evaporítics i salobres a la conca de París o seqüències sorrenques sense fauna a la conca belga (Berggren & Prothero, 1992). A més a més, es van donar un conjunt de controvèrsies sobre la utilització de pisos com el Latdorfia alemany, el Tongrià i Rupelià belgues o el Ludià, Sannoisià i Estampià de la conca de París, situats a cavall entre l'Eocè i l'Oligocè segons diferents autors, que van dificultar encara més l'establiment del límit Eocè-Oligocè.

Actualment, els termes Priabonià (amb l'estratotip situat a Priabona, nord-est d'Itàlia) i Rupelià (amb l'estratotip en la conca belga) s'utilitzen com a estades estàndar per l'Eocè superior i l'Oligocè inferior respectivament, en les diverses escales cronostatigràfiques de referència (Berggren *et al.*, 1995). El límit Eocè-Oligocè va ser establert recentment (Montanari *et al.*, 1988) com a estratotip de límit en el metre 19 de la secció de Massignano, al nord-est dels Apenins italians, en base a la primera aparició del foraminífer planctònic del gènere *Hantkenina* que apareix en la magnetozona C13R. Inicialment se li va assignar una edat de 34.0 Ma (Berggren *et al.*, 1992), però posteriorment s'ha recalibrat mitjançant l'utilització de noves tècniques de datació com la fusió làser de cristalls simples de minerals com la sanidita o la bentonita (Obradovich *et al.*, 1993) i amb la nova escala paleomagnètica de Cande & Kent (1992, 1995). La darrera assignació pel límit Eocè-Oligocè és de 33.7 Ma (Berggren *et al.*, 1995).

Pel que respecte a l'Oligocè superior, es va definir l'estratotip a Kassel (Alemanya) denominant-se Catià l'estatge corresponent. Al límit entre el Rupelià i el Catià se li ha assignat recentment (Berggren *et al.*, 1995) una edat de 28.5 Ma, situant-se en la magnetozona C10n.1r segons la calibració paleomagnètica de Cande & Kent (1992, 1995).

Pel límit entre l'Oligocè superior i el Miocè inferior s'ha designat la proposta de Steininger (1994), que estableix l'estratotip de límit en el metre 35 de la secció de Lemme-Carrosio, situada al nord-est d'Itàlia, en base a la primera aparició del foraminífer planctònic

Paragloborotalia kugleri. Aquest límit amb una edat de 23.8 Ma (Berggren *et al.*, 1995) es troba a sostre de la magnetozona C6n.2n de Cande & Kent (1992, 1995).

El primer estatge del Miocè inferior es va definir a la conca d'Aquitània, al sud de França, denominant-se Aquitanià l'estatge corresponent. Aquesta definició tampoc es va lliurar de discussions, ja que l'estatotip aquitanià es troba desenvolupat en una seqüència transgressiva i reposa sobre una discontinuïtat estratigràfica molt clara, o sigui, es tracta d'un estatotip incomplet en la seva base. Aquest problema es va intentar solventar posteriorment amb la definició de diversos parastratotips en la mateixa conca d'Aquitània.

D'aquesta manera ens queda perfectament delimitat l'Oligocè, limitat a la base pel Priabonià amb una edat de 33.7 Ma pel límit Eocè-Oligocè i limitat al sostre per l'Aquitanià amb una edat de 23.8 Ma pel límit Oligocè-Miocè, per tant la durada de l'Oligocè és de 9.9 Ma. Es troba constituït per dos estats: el Rupelià amb una durada de 5.2 Ma i el Catià amb una durada de 4.7 Ma, el límit entre ambdós estats se li assigna una edat de 28.5 Ma (Fig. 8.6).

ÈPOCA/SÈRIE Edats en Ma	EDAT/ESTATGE Duració en Ma	CALIBRACIÓ PALEOMAGNÈTICA
MIOCÈ — 23.8 —	Aquitanià (3.28)	— C6Cn.2n
OLIGOCÈ 9.9	Catià (4.7)	— C10n.1r
	Rupelià (5.2)	
— 33.7 —	Priabonià (3.3)	— C13r (C13r-1)
EOCÈ		— C17n.1n

Figura 8.6. Cronologia de la cronostatigrafia de l'Eocè superior al Miocè inferior, on s'indica la duració de l'Oligocè i dels estats des del Priabonià a l'Aquitanià, així com la calibració paleomagnètica derivada de Cande & Kent (1995). Modificat a partir de Berggren *et al.* (1995).

8.4.1. Cronostatigrafia de les successions oligocenes de la Conca de l'Ebre

Mitjançant la magnetobiocronologia establerta al llarg de les diverses successions estudiades en el sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre entre l'Eocè superior i el Miocè

inferior, es pot establir l'edat d'aquestes successions i fixar amb precisió els diferents límits cronostratigràfics en un punt determinat de la successió.

Així el límit entre el Priabonià i el Rupelià, situat en la magnetozona C13r (Fig. 8.6), queda localitzat al voltant del metre 100 de la secció de Sarral, a sostre de les calcàries lacustres de la Fm. Sarral. D'aquesta manera el jaciment de micromamífers de Rocafort de Queralt i el jaciment de macròfits de Sarral corresponen ambdós al Priabonià. Per tant, el Sistema al·luvial de St. Miquel de Montclar és, en la seva part superior, d'edat priaboniana, així com les diferents unitats litostratigràfiques situades entre el sostre de St. Miquel de Montclar i el sostre de la Fm. Sarral.

D'altra banda el límit entre el Rupelià i el Catià, situat en la magnetozona C10n.1r (Fig. 8.6), queda aproximadament fixat al voltant del metre 220 de la secció de Cervià. Per tant serien d'edat rupeliana els jaciments de micromamífers de Vimbodí, Forés, Tàrrega-Talladell, Ciutadilla, Tarrés, Vinaixa i Cervià, així com els jaciments de macròfits dels sectors de Cervera i Tàrrega. Les unitats litostratigràfiques compreses entre el sostre de la Fm. Sarral i, aproximadament, el sostre de la Fm. Marqueses (formacions Blancafort, Copons, Sta. Coloma de Queralt, Gavatxa, ...i part de les formacions Montsant i Margalef) són en aquest cas d'edat rupeliana.

En darrer terme el límit entre el Catià i l'Aquitanià (límit Oligocè-Miocè, Paleogen-Neogen), situat en el límit entre les magnetozones C6Cn.2n i C6Cn.2r, s'ha fixat en el metre 290 de la secció de Torrente de Cinca. Els jaciments de Gandesa-Coll d'en Grau, Mina Pilar, La Bagarella, Fraga, Torrente de Cinca, Les Canotes, Barranco Brazal, Mequinensa, Velilla de Cinca i Ballobar són d'edat catiana, exceptuant Torrente-68, Ballobar-21 i Mequinensa-389 que són ja aquitanians. D'aquesta manera les unitats litostratigràfiques situades entre la base de la secció de Gandesa i el sostre de la secció de Torrente de Cinca (part de les formacions Bot, Flix, Margalef i les formacions Mequinensa, Cuesta de Fraga i part de la Fm. Torrente de Cinca) són d'edat catiana. A l'Aquitanià correspon la part superior de la Fm. Torrente de Cinca.

8.4.2. Possibilitat de formalització de pisos continentals oligocens a la Conca de l'Ebre

A partir dels resultats obtinguts en l'anàlisi litostratigràfic, biostratigràfic i magnetostratigràfic de les successions del sector sud-oriental de la Conca de l'Ebre es possible establir una subdivisió de l'Oligocè d'aquesta conca en diversos pisos continentals. Cadascun d'aquests pisos seria una unitat cronostratigràfica continental.

Ja fa vint anys que en l'*International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary* celebrat a Munich (Fahlbusch, 1976) es recomanava l'establiment de diversos estades mastològics pel Terciari continental europeu. Aquest objectiu s'ha assolit plenament en el Neogen amb la definició de pisos continentals com el Ramblà, l'Aragonià, el Vallesià, el Tuolià i l'Alfambrià, però aquesta situació és molt diferent en el que es refereix al Paleogen, on només s'ha establert l'Hedonià per l'Eocè superior.

Per tal de definir un pis continental formalitzat cal que es compleixin una sèrie de requisits que apareixen especificats a la Guia Estratigràfica Internacional (Salvador, 1994), aquests són:

- a) Definició completa i clara, caracterització i descripció de la unitat de tal manera que qualsevol investigador pugui reconèixer-la inequívocament.
- b) Proposta del tipus, nom i rang de la unitat.
- c) Designació d'un estratotip (secció tipus) o localitat tipus sobre la que s'ha basat la definició i descripció de la unitat.

El registre biostratigràfic de l'Oligocè de la Conca de l'Ebre permet, ara per ara, la subdivisió en pisos continentals de l'Oligocè superior. Aquesta part del registre presenta, a part de la subdivisió en biozones locals (veure capítol 5.2.), un total de 31 jaciments regularment distribuïts, que permeten fixar l'evolució i distribució dels diferent taxons que constitueixen les associacions faunístiques. La subdivisió de l'Oligocè inferior es veu restringida per una manca de jaciments, encara que es possible establir una subdivisió preliminar.

D'aquesta manera l'Oligocè superior es pot subdividir en dos pisos continentals:

La primera d'aquestes subdivisions continentals presenta la secció tipus en el sector de Gandesa (Terra Alta), situat prop del marge sud-oriental de la Conca de l'Ebre. L'estratotip doncs, constituït per la secció de Gandesa-Coll d'en Grau, es veu complementat per les seccions de Les Cendroses, Corbera-Gaeta, Camposines-Fatarella i Mina Pilar, entre altres (veure figura 4.14). Litostratigràficament, aquest pis quedaria inclòs en la seva part inferior i mitja en els materials de plana lutítica distal corresponent a la Formació lutites de Bot, mentre que la part superior es trobaria inclòs en els materials lacustres de la Formació calcàries de Mequinensa, ambdues formacions reben la influència del sistema fluvial que constitueix la Formació Caspe. La potència de la secció tipus és d'uns 300 m, però aquesta potència pot variar en les diferents successions estratotípiques. Des del punt de vista biostratigràfic, aquest pis ve caracteritzat en la seva base per l'entrada de l'eòmid *Eomys zitteli* (Agustí *et al.*, 1987, 1988) i el límit superior ve definit per la primera aparició del cricètid *Eucricetodon dubius* (Agustí *et al.*, 1987, 1988, 1994). D'aquesta manera inclou, en la Conca de l'Ebre, les biozones locals de

Eomys zitteli i *Eomys major* que equivalen a les unitats MP-26 i part de la MP-27 respectivament, unitats mastològiques europees definides en el congrés de Mainz. Cronostratigràficament, el límit inferior es troba inclòs en la magnetozona C10n.1n, mentre que el límit superior es troba en la part mitja de la magnetozona C8r, comprenent un lapse de temps entre 28.3 Ma i 26.8 Ma segons l'escala de Cande & Kent (1995).

La denominació d'aquest pis, proposat anteriorment com **Octogesjà** (Agustí *et al.*, 1988, 1997; Barberà *et al.*, 1997) prové del nom romà de la vila de Mequinensa (Baix Cinca), al voltant de la qual es troben nombrosos jaciments corresponents a aquest pis. En aquest cas no es pot definir una única secció tipus, sino diverses successions estratotípiques com les de Mequinensa, Torrente de Cinca, Fraga, Barranco Brazal, Velilla de Cinca, Ballobar i també l'anteriorment esmentada secció de Gandesa-Coll d'en Grau (figura 4.14). Des del punt de vista litostratigràfic, les successions estratotípiques queden incloses, en les seves parts inferiors i mitjanes, en la Formació calcàries de Mequinensa i els seus equivalents laterals de la Formació calcàries i lutites de Granja d'Escarp, mentre que la part superior es troben constituïdes per la Formació lutites i calcàries de la Cuesta de Fraga i la Formació calcàries de Torrente de Cinca. La potència total de les successions oscil·la al voltant dels 400 metres. La base de l'Octogesjà queda definida biostratigràficament per l'entrada del cricètid *Eucricetodon dubius* (Agustí *et al.*, 1987, 1988, 1994), es tracta d'un event de dispersió registrat tant a la Conca de l'Ebre com a la Molassa Suïssa (Engesser & Mayo, 1987) i a la secció de Kavakdere a Turquia (Unay & Bruijn, 1987). El límit superior queda definit per la primera aparició del gènere *Vasseuromys* i/o l'èomid *Rhodanomys schlosseri* (Agustí *et al.*, 1997). D'aquesta manera, l'Octogesjà en la Conca de l'Ebre inclou les biozones locals de *Eucricetodon dubius*, *Eucricetodon robustus* i *Rhodanomys transiens*, que cobreixen el rang entre la unitat MP-27 a la MP-30 de les unitats de referència europees. Cronostratigràficament l'Octogesjà es troba situat entre la part mitja de la magnetozona C8r pel seu límit inferior i la magnetozona C6Cn.1r pel límit superior, comprenent un lapse de temps entre 26.8 Ma i 23.6 Ma segons l'escala de Cande & Kent (1995).

La definició de pisos continentals basats en fauna de micromamífers per l'Oligocè inferior de la Conca de l'Ebre topa amb la dificultat del baix nombre de jaciments (21) i la seva irregular distribució. Malgrat aquest fet, es pot dur a terme un primer intent de definició que caldria reforçar amb noves troballes de fauna en els intervals de temps relativament llargs que queden per cobrir i amb l'aixecament de la magnetostratigrafia de les successions que contenen un bon nombre de jaciments amb significació cronostratigràfica (Santpedor, Calaf).

Per la part més baixa de l'Oligocè inferior, es proposen les seccions estratigràfiques del sector de Manresa-Calaf. La secció tipus seria la secció de Calaf, complementada per les seccions estratotípiques de Cardona, Súria, Fonollosa i Santpedor. El marc litostratigràfic ve definit per les formacions Calaf, Artés, Súria i Solsona, amb una potència total de les

successions estratotípiques d'uns 600 m. Biostratigràficament, aquest pis es caracteritza per les faunes post-*Grande Coupure* de Santpedor, caracteritzades per la presència del teridòmid *Theridomys* aff. *aquaticus* i pels diferents nivells de la secció estratotípica de Calaf on apareix *Theridomys calafensis*. El seu límit superior ve determinat per la primera aparició d'un altre teridòmid, *Theridomys major* (Agustí *et al.*, 1987). Les biozones locals que constitueixen aquest pis són precisament les de *Theridomys* aff. *aquaticus* i *Theridomys calafensis*, que equivalen a les unitats MP-21 i MP-22 respectivament, de l'escala mastològica europea. Ara per ara, el límit inferior es troba cronostratigràficament indeterminat, ja que les correlacions litostratigràfiques fins a les seccions on es disposa de la magnetostratigrafia són poc precises com conseqüència de correlacions a llarga distància, i no es disposen de dades magnetostratigràfiques del sector de Calaf-Manresa. Tot i això, aquest límit inferior es troba prop del límit Eocè-Oligocè. El límit superior, a manca de noves dades biostratigràfiques, es troba situat en la part mitja de la magnetozona C12r, amb una edat aproximada de 32.1 Ma segons l'escala de Cande & Kent (1995).

En darrer terme, en la part superior de l'Oligocè inferior és on es disposen de menys dades biostratigràfiques. Per aquest darrer pis continental de l'Oligocè de la Conca de l'Ebre es suggereixen les seccions lito i magnetostratigràfiques de la comarca de Les Garrigues. La litostratigrafia queda determinada, en aquest cas, per la interacció de diverses formacions d'origen fluvio-al·luvial (Montsant, Margalef) amb altres d'origen fluvial i lacustre (Albi, Cogul, Marqueses). La potència de les successions estratotípiques (Tarrés, Vinaixa, Cervià) assoleix els 600 m de potència (figura 4.10). Des del punt de vista biostratigràfic, aquest pis vindria definit en la seva base per l'aparició del teridòmid *Theridomys major*, mentre que el sostre quedaria definit per la primera aparició de l'èmid *Eomys zitteli*. Les biozones locals que formen part d'aquest pis són les de *Theridomys major* (Agustí *et al.*, 1987) i *Blainvillimys* cf. *blainvillei*, les faunes de les quals són equivalents a les unitats MP-23 a MP-25 de l'estàndar europeu. Cronostratigràficament, i amb les dades actuals, la base es situa en la part mitja de la magnetozona C12r i el sostre en la magnetozona C10n.1n, comprnent un lapse de temps entre 32.1 Ma i 28.3 Ma segons l'escala de Cande & Kent (1995).

Aquest primer assaig de subdivisió de l'Oligocè continental en estades mastològiques aporta la possibilitat potencial de la Conca de l'Ebre per esdevenir el marc idoni per l'establiment de la subdivisió de l'Oligocè en pisos continentals tal i com s'ha donat en altres conques ibèriques com la del Vallés, Calatayud-Daroca o Terol per la definició de pisos continentals neogens com el Vallesjà, Aragonià o Turoljà respectivament.

9. ANÀLISI DE LA SEQÜENCIALITAT

9.1. SEQÜENCIALITAT EN LES SUCCESSIONS AL·LUVIALS-LACUSTRES DE LES ZONES INTERNES DE LA CONCA DE L'EBRE

El registre estratigràfic presenta l'enregistrament d'events cíclics i, de vegades, rítmics d'abast potencialment regional i global. Aquest registre episòdic i repetitiu es dona amb un ampli rang de durades que va des dels pocs milers d'anys fins a milions d'anys.

9.1.1. Introducció general

Per comprendre els processos cíclics i les causes que els originen, és essencial l'anàlisi de conca. En aquest anàlisi és bàsic conèixer perquè alguns conjunts de fàcies i seqüències es repeteixen en el temps i en l'espai, i perquè determinades unitats estratigràfiques es poden correlar a llargues distàncies.

A l'hora d'entendre el funcionament dels processos cíclics cal introduir dos conceptes bàsics: l'ordre i la freqüència d'un procès. L'ordre d'un procès és una subdivisió jeràrquica establerta en base a la durada del procès (veure Taula 9.1), mentre que la freqüència és el temps que tarda en repetir-se aquest procès.

<i>Tipus</i>	<i>Terminologia</i>	<i>Durada</i> <i>(en milions d'anys)</i>	<i>Causes probables</i>
Primer ordre		200-400	Cicles eustàtics i tectono-sedimentaris principals originats per la suturació i trencament de supercontinents
Segon ordre	Supercicle (Vail et al., 1977) Seqüència (Sloss, 1963)	10-100	Cicles eustàtics i tectonosedimentaris induïts per canvis de volum en els centres d'expansió mig-oceànics i per enfonsament extensional regional i càrrega crustal
Tercer ordre	Mesotema (Ramsbotton, 1979) Megaciclotema (Heckel, 1986)	1-10	Cicles regionals originats per esforços d'intraplaca. Sense extensió global
Quart ordre	Ciclotema (Wanless & Weller, 1932) Cicle major (Heckel, 1986)	0.2-0.5	Cicles glacioeustàtics de Milankovitch, forçats astronòmicament i cicles regionals originats per càrrega flexural, sobretot en conques d'avantpaís
Cinquè ordre	Cicle menor (Heckel, 1986)	0.01-0.2	Cicles glacioeustàtics de Milankovitch, forçats astronòmicament i cicles regionals originats per càrrega flexural, sobretot en conques d'avantpaís

Taula 9.1. Ordre i durada aproximada de seqüències estratigràfiques amb expressió de les seves possibles causes. Extret de Miall (1996). Comparar amb la Taula 7.2 per les unitats definides en la Conca de l'Ebre.

En la natura es poden reconèixer diversos processos cíclics o periòdics com ara les mareas, els dies, les estacions o bé, els canvis en les òrbites del nostre planeta. Alguns d'aquests processos exerceixen un cert control en els sediments i aquests poden registrar determinats events cíclics. D'aquesta manera, es pot definir un **cicle sedimentari** com el registre estratigràfic generat per un procés que es repeteix en el temps. Existeixen una sèrie de factors que controlen la ciclicitat, com ara la tectònica i el clima. Un altre factor no menys important és l'atracció gravitatòria que exerceixen la Lluna, el Sol i la resta de planetes sobre la Terra. Aquests factors actuen sobre la sedimentació a través d'un conjunt de processos que es poden dividir, segons el seu període de recurrència, en dos grups:

- periòdics o quasi-periòdics: es caracteritzen per presentar un període de recurrència constant o quasi-constant, com ara les estacions o les mareas.
- no periòdics: es caracteritzen per presentar un temps de recurrència variable o aleatori, dins aquest grup podem diferenciar:
 - processos graduals en els temps com ara la tectònica o la eustasia.
 - processos que es caracteritzen per ser instantanis a escala de temps geològic com ara impactes meteorítics, inundacions o terratrèmols.

Tindrem un cicle sedimentari periòdic quan se'ns preservi un cicle sedimentari generat per un procés que es repeteix amb una recurrència constant o quasi-constant. Aquesta recurrència o freqüència es pot classificar en una sèrie de grups o bandes de freqüència segons la seva durada (Fischer *et al.*, 1991; Berger & Loutre, 1994):

- banda de freqüència del calendari: com ara els cicles mareals (p. ex. mareas vives, 0.038 anys) i estacionals;
- banda de freqüència solar: cicles E.N.S.O. (el Niño, 1-9.9 anys) i d'activitat solar: sunspot (11 anys), Hale (22 anys);
- banda de freqüència astronòmica: cicles de Milankovitch: precessió (19 i 23 ka), obliquïtat (41 i 54 ka) i excentricitat (106 i 410 ka).
- banda de freqüència galàctica: cicle de l'any galàctic (220-250 Ma) i extincions (26-31 Ma).

Els factors que controlen els cicles de les diferents bandes de freqüència són de dos tipus: 1) Gravitacionals: controlen la distribució i força de les mareas. Els cicles periòdics resultants s'incloïen majoritàriament dins de la banda de freqüència del calendari; 2) Climàtics: les variacions en la distribució geogràfica i estacional de la radiació solar sobre la superfície de la Terra donen lloc a cicles climàtics de diferent escala. Els cicles periòdics resultants poden trobar-se dins de les tres bandes de freqüència.

Independentment dels factors que controlen la sedimentació cíclica periòdica, existeixen altres que poden aparèixer superposats a aquests amb caràcter aleatori donant lloc a una modificació d'aquests cicles, o bé a la destrucció del seu possible registre. Aquests factors són, entre d'altres, la fauna, mitjançant la bioturbació; la diagènesi, on es poden incloure diversos processos mecànics, químics i mineralògics com ara la compactació diferencial, la cimentació, la formació de concrecions, reemplaçaments, dissolucions; les modificacions en la sedimentació al variar la taxa de sedimentació, presència d'hiats o no reconeixement d'aquests, evidència de fenòmens tectònics; errors en la mesura. La superposició de cicles, on diferents cicles poden determinar les propietats d'un sediment (p. ex. poden controlar el tipus de litologia mitjançant el tamany de gra) o bé poden interferir entre ells influenciant al mateix factor ambiental (p. ex. la temperatura diària i anual).

Els cicles de la banda de freqüència de Milankovitch estan controlats per la precessió de l'eix de gir de la Terra i per les variacions en l'inclinació de l'eix i en l'excentricitat de l'òrbita de la Terra al voltant del Sol (Fischer & Bottjer, 1991; Berger & Loutre, 1994).

Precessió. Es genera per l'atracció del Sol i de la Lluna sobre la deformació equatorial de la Terra que, lligada al gir de la Terra sobre el seu eix, provoca una lenta precessió o efecte

baldufa, de manera que l'eix descriu una circumferència respecte a la referència fixa dels estels. Aquest cicle té un període absolut de 26.000 anys però el seu període relatiu a l'òrbita el·líptica de la Terra té dues modes als 19.000 i 23.000 anys (Berger & Loutre, 1994; de Boer & Smith, 1994). La precessió dirigeix els canvis regulars i predicibles en la distribució de la insolació sobre la Terra, i a partir d'això els contrastos entre hivern i estiu. Aquest període s'ha anat allargant al llarg dels temps geològics degut a la pèrdua de velocitat de gir de la Terra.

Obliquïtat. La obliquïtat és l'angle d'inclinació de l'eix de la Terra respecte la perpendicular a l'eclíptica, el pla en el que la Terra gira al voltant del sol. A l'igual que la precessió, es genera pel gir de la Terra i l'atracció que exerceixen sobre ella la Lluna i els planetes del Sistema Solar, que provoca una variació en l'angle que formen l'eclíptica i el pla de l'Equador, amb uns valors extrems de 21.5° i 24.4° . La variació entre els valors extrems té una periodicitat de 41.000 anys, encara que existeix una periodicitat secundària de 54.000 anys (Berger & Loutre, 1994; de Boer & Smith, 1994). També s'ha frenat amb la disminució de la velocitat de gir terrestre.

Excentricitat. L'òrbita suaument el·líptica de la Terra al voltant del Sol, es troba influenciada per interaccions gravitacionals amb els altres planetes del Sistema Solar i causa petites variacions en l'excentricitat d'aquesta el·lipse, que té valors extrems de 0,0005 i 0,0607 amb dos components principals de 99.000 i 123.000 anys, i amb unes variacions regulars sobreimposades al voltant dels 400.000 anys i 1,3 i 2 milions d'anys (de Boer & Smith, 1994).

Aquests paràmetres astronòmics causen variacions en la distribució espacial de l'energia solar rebuda en la superfície de la Terra, i per tant influencien en la distribució de les zones climàtiques i en la variació de la recepció d'energia solar segons la latitud al llarg de l'any. Els cicles de Milankovitch es tradueixen en canvis climàtics que afecten principalment a l'estacionalitat:

- L'obliquïtat controla l'estacionalitat, que augmenta a mesura que l'angle d'inclinació de l'eix de gir de la Terra és més gran. Aquest canvi afecta als dos hemisferis en fase i l'efecte climàtic és més pronunciat en latituds mitges-altes.

- L'excentricitat i la precessió es troben estretament relacionades. La primera controla l'energia solar total rebuda, que és màxima al periheli (quan la Terra es troba més aprop del Sol) i mínima a l'afeli (quan la Terra es troba més lluny del Sol) i la quantitat de radiació solar rebuda per cada hemisferi. La precessió inverteix la situació d'estius i hiverns en afeli o periheli. Amb tot això, es generen cicles amb període de recurrència de la precessió, però amb una amplitud dependent de l'excentricitat. En aquests cicles precessionals els hemisferis estan 180° fora de fase. Els efectes climàtics són més acusats en latituds mitges i baixes.

Les principals aplicacions del registre dels cicles de Milankovitch es centren en estudis estratigràfics com ara correlació, cronostratigrafia, paleogeografia, ..., però també presenten un gran interès per altres ciències com l'astronomia, climatologia i oceanografia.

Pel que fa a l'estratigrafia, el fet que els cicles de Milankovitch estiguin controlats per paràmetres orbitals, els converteix en una potencial bona eina de correlació. Prenent com a punt de sortida aquest potencial, s'han utilitzat pel perfeccionament de les escales de temps (Hilgen *et al.*, 1995; Krijgsman *et al.*, 1995, 1997), ja que, amb una calibració adequada dels cicles, es poden obtenir precisions d'uns 20.000 anys, que es poden utilitzar per precisar l'escala de temps en períodes amb una magnetozona molt llarga. D'aquesta manera es pot elaborar una escala de temps basada en cicles astronòmics, fer reconstruccions detallades de les conques, indicar la paleolatitud de la conca de sedimentació o trobar la posició d'hiats en la sèrie sedimentària mitjançant l'anàlisi espectral de Fourier o Walsh. Els cicles de Milankovitch poden ser utilitzats també com un cronòmetre geològic que permet la datació de biozones i l'evolució d'organimes, càlcul de taxes de sedimentació, durada de transgressions, etc.

Pel que fa a la astronomia, l'estudi dels cicles a través del Fanerozoic i dins del Precambrià permet veure la evolució del sistema Terra-Lluna, incloent els problemes de desacceleració de la rotació de la Terra reflexada en la durada dels cicles de precessió i obliquïtat.

En darrer terme, pel que fa a la climatologia, l'elaboració de sèries de variacions de paràmetres climàtics són utilitzades per la gènesi dels models climàtics que seran confirmats o rebutjats pel registre geològic dels cicles. Es poden calcular els valors futurs d'excentricitat, obliquïtat i precessió, així com la previsió de les variacions de la temperatura pels propers milers d'anys.

9.1.1.1. Nomenclatura de les seqüències definides

En aquest apartat es defineixen una sèrie de conceptes seqüencials que es corresponen amb els definits per altres autors (Anadón *et al.*, 1989b; Cabrera *et al.*, 1997). Aquests conceptes s'apropen als de les seqüències transgressives-regressives definides prèviament per Embry & Newell (199) i matitzades per López-Blanco (1996) en contextes marins i transicionals, però no són ben bé equivalents i s'apliquen, en aquest cas, al reompliment al.luvial-lacustre de la Conca de l'Ebre (veure Taula 9.2).

En primer lloc, el registre d'ordre més alt correspon al reompliment de la conca. Aquest **registre de complex de reompliment de conca** (Miall, 1996) d'una durada propera als

60 milions d'anys (entre el Paleocè i el Miocè superior) presenta una potència de l'ordre de milers de metres (Taula 9.2).

<i>Tipus</i>	<i>Terminologia</i>	<i>Durada</i> (en milions d'anys)	<i>Exemples</i>
Segon ordre	Seqüències de complexe d'ompliment de conca	~60	Reompliment de la conca, potència d'ordre Km
Tercer ordre	Megaseqüències compostes	1-4*	Seqüència al.luvial-lacustre, potència d'ordre Hms
Tercer ordre	Macroseqüències compostes	1-2	Progradació-retrogradació lacustre, potència d'ordre Hm-Hms
Quart ordre	Seqüències compostes	0.2-0.9	Progradació-retrogradació lacustre, potència d'ordre Dm-Dms
Cinquè ordre	Seqüències simples	0.1-0.4	Cicles de Milankovitch, potència d'ordre m-Dm
Cinquè ordre	Seqüències elementals	0.01-0.04	Cicles de Milankovitch, potència d'ordre dm-m

Taula 9.2. Terminologia de les diferents seqüències definides en el registre estratigràfic del reompliment de la Conca de l'Ebre amb indicació de la durada i d'un exemple representatiu de cadascuna de les seqüències. Les durades de les diferents seqüències definides són indicatives.

A continuació, en un ordre més baix es troben les **megaseqüències compostes** (Taula 9.2), constituïdes per cadascuna de les seqüències lacustres-al.luvials que formen el reompliment de la conca (veure Fig. 9.1). En aquest cas la durada és d'uns 1-4 milions d'anys i l'ordre de potència es de l'ordre de centenars de metres.

Les megaseqüències compostes es troben formades per un conjunt de **macroseqüències compostes** (Taula 9.2) que representen grans cicles de progradació-retrogradació de les fàcies lacustres d'una potència d'ordre hectomètric i d'una durada entre 1-2 milions d'anys.

Al mateix temps, les macroseqüències compostes es troben constituïdes per **seqüències compostes** (Taula 9.2) que representen cicles de progradació-retrogradació lacustre d'una potència d'ordre decamètric i d'una durada entre 0.2-0.9 milions d'anys.

Inclores en les seqüències compostes és possible reconèixer la presència de **seqüències simples** (Taula 9.2) que representarien els cicles controlats astronòmicament

d'ordre més alt (excentricitat) amb potències mètriques a decamètriques i durades entre 0.1-0.4 milions d'anys.

Finalment, dins de les seqüències simples es reconeixen **seqüències elementals** (Taula 9.2) que representarien els cicles controlats astronòmicament d'ordre més baix (obliquïtat i precessió) amb potències decimètriques a mètriques i durades entre 0.01-0.04 milions d'anys.

9.1.2. Seqüencialitat de baix ordre-baixa freqüència en les successions al.luvials-lacustres del sud-est de la Conca de l'Ebre

La seqüencialitat de baix ordre-baixa freqüència inclou la seqüència de reompliment de conca considerada de segon ordre i les megaseqüències compostes i macroseqüències compostes considerades ambdues de tercer ordre. L'anàlisi de la durada d'aquestes seqüències s'ha fet en base a les dades cartogràfiques disponibles (Colldeforns, tesi doctoral en curs i dades inèdites) en combinació amb les dades magnetostratigràfiques obtingudes.

9.1.2.1. Introducció

La interacció dels sistemes al.luvials i lacustres ha donat lloc en la zona d'estudi a una organització seqüencial jerarquitzada de diferents ordres i freqüències (veure Taula 9.2). La seqüencialitat reconeguda d'ordre més baix, deixant de banda el cicle de reompliment de la conca d'avantpaís, va ser analitzada preliminarment per Anadón *et al.* (1989b). Aquests autors van diferenciar cinc seqüències al.luvials-lacustres, que posteriorment han estat redefinides per Colldeforns (tesi doctoral en curs). D'aquesta manera, a partir de la correlació de les biozones de micromamífers de la Conca de l'Ebre amb l'escala cronostatigràfica general, Anadón *et al.* (*op. cit.*) estableixen que la durada mitja estimable de l'evolució dels sistemes lacustres de les seqüències I a IV varia entre 1,5 i 2 milions d'anys, mentre que la durada de la seqüència V és d'uns 6 o 7 milions d'anys. Les sis seqüències deposicionals redefinides per Colldeforns (tesi doctoral en curs) més la darrera d'aquestes seqüències no inclosa en els treballs de Colldeforns, i que ara anomenarem megaseqüències són (Fig. 9.1):

- Megaseqüència A: inclou el **Sistema lacustre de La Noguera** d'Anadón *et al.* (1989b) (Fig. 9.1) constituït per les formacions Barbastro, Torà i Castelltallat (Sáez y Riba, 1986; Sáez, 1987), aquestes formacions no afloren en el sector sud-est de la conca. Aquesta primera megaseqüència es superposa a les evaporites priabonians d'origen marí depositades en el sector central de la Conca de l'Ebre i a les unitats continentals equivalents. En el marge catalànid, es troba representada pels dipòsits fluvials de la Fm. Artés i les successions conglomeràtiques de Montserrat i Sant Llorenç del Munt en la part septentrional, els

conglomerats de Sant Miquel de Montclar més cap al Sud i els nivells més inferiors del sistema al.luvial del Montsant (Colombo, 1980, 1986).

- Megaseqüència B: ve constituïda pel **Sistema lacustre de L'Anoia** (Fig. 9.1) amb les formacions Copons, Clariana, Pira, Montblanc i Sarral-Sant Gallart, així com les successions al.luvials relacionades amb aquest sistema lacustre com ara part de la Fm. Solsona en el sector septentrional i part del sistema al.luvial del Montsant en el sector meridional (Anadón *et al.*, 1989b).

- Megaseqüència C: formada pel **Sistema lacustre de La Segarra** (Fig. 9.1) que equival parcialment a la Fm. Blancafort definida per Colombo (1980, 1986) i ve constituït per les formacions Calaf, guixos d'Aguiló i Talavera, margues de Civit, Sta. Coloma de Queralt, Llorac i les calcàries de La Panadella. Els sistemes al.luvials relacionats amb aquest sistema lacustre inclouen part de les formacions Montsant i Margalef en la zona meridional, mentre que en la zona Nord són equivalents les zones mitjes de la Fm. Solsona.

- Megaseqüència D: inclou el **Sistema lacustre de L'Urgell** (Fig. 9.1) integrat per la Fm. Talladell o calcàries de Tàrraga. Un cop més els equivalents al.luvials inclouen part de les formacions Montsant i Margalef en la zona meridional, la Fm. Albi i part de la Fm. Solsona en el sector septentrional.

- Megaseqüència E: inclou el **Sistema lacustre de Les Garrigues** (Fig. 9.1) constituït per la Fm. Marqueses amb els seus equivalents al.luvials que inclouen la Fm. Cogul i part de les formacions Margalef i Solsona.

- Megaseqüència F: constituïda pel **Sistema lacustre de Los Monegros** (Fig. 9.1) amb les formacions calcàries de Mequinensa i lutites i calcàries de La Granja d'Escarp. També inclou les unitats dels sistemes al.luvials pirinencs (unitat Sarinyena de Quirantes, 1978 i Cuesta de Fraga de Cabrera, 1983) i dels sistemes al.luvials catalànids (sistemes del Montsant, Gandesa-Horta i Guadalopec-Matarranya).

- Megaseqüència G: constituïda per la Fm. calcàries de Torrente de Cinca i els seus equivalents al.luvials laterals i verticals, tant de procedència ibèrica (Fm. Caspe, sistema Guadalopec-Matarranya) com pirinenca (unitat de Sarinyena de Quirantes, 1978, Fm. lutites i calcàries del Llano de Cardiel de Cabrera, 1983 i unitat de lutites i gresos de Ballobar de Luzón, 1994).

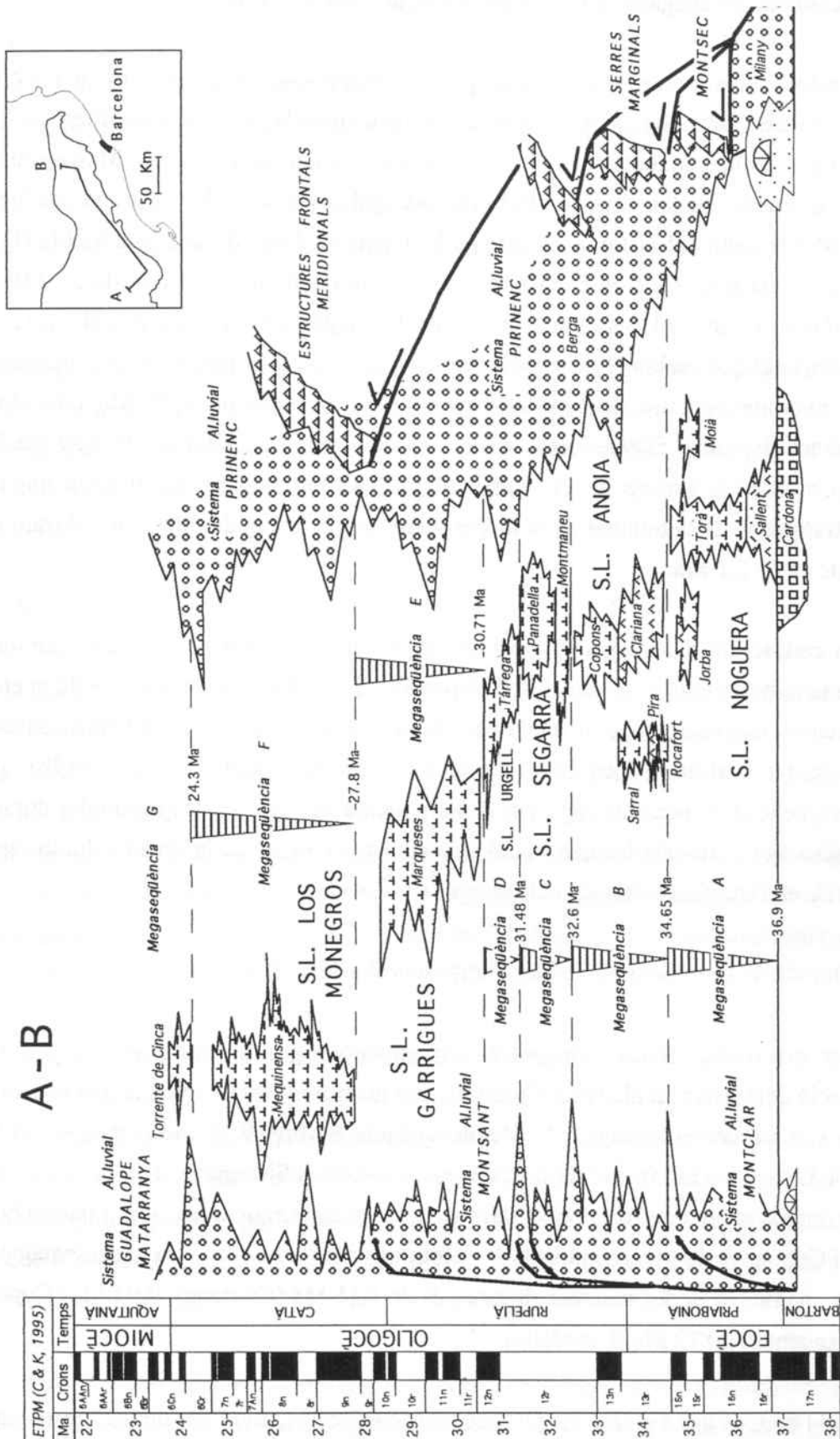


Figura 9.1. Esquema cronostratigràfic del reompliment sedimentari del sector oriental de la Conca de l'Ebre des de l'Eocè superior al Miocè inferior amb indicació de la subdivisió en megaseqüències redefinides per Coldeforns (tesi doctoral en curs) i l'edat dels límits d'aquestes megaseqüències.

9.1.2.2. Durada de les megaseqüències compostes al.luvials-lacustres

El càlcul de la durada de les megaseqüències compostes s'ha pogut fer amb més precisió mitjançant la cartografia disponible, traçant una sèrie de nivells guia fins a les diferents seccions magnetostratigràfiques aixecades al llarg de la conca. D'aquesta manera la Megaseqüència A (tenint en compte les dades magnetostratigràfiques pel sostre de la Fm. Cardona de Vergés *et al.*, *in press*) que inclou el Sistema lacustre de La Noguera té una durada de 2,25 Ma (Fig. 9.1), la Megaseqüència B que inclou el Sistema lacustre de L'Anoia té una durada de 2,05 Ma, la Megaseqüència C amb el Sistema lacustre de La Segarra té una durada de 1,12 Ma, la Megaseqüència D que inclou el Sistema lacustre de L'Urgell 0,77 Ma, la Megaseqüència E que inclou el Sistema lacustre de Les Garrigues té una durada de 2,91 Ma i finalment la Megaseqüència F amb el Sistema lacustre de Los Monegros té una durada de 3,50 Ma. No s'ha pogut determinar la durada de la megaseqüència G per que no es disposa del registre magnetostratigràfic de la totalitat de la megaseqüència, però sí la durada de tot el tram lacustre inferior que és de 2,1 Ma.

En cadascuna d'aquestes seqüències deposicionals, els sistemes al.luvials-lacustres segueixen la mateixa evolució seqüencial. A partir de la implantació lacustre es dona en primer lloc una etapa d'expansió, seguida d'una altra de retracció i obliteració final com conseqüència d'una progradació al.luvial des dels marges de la conca (Anadón *et al.*, 1989b). Aquesta evolució seqüencial no presenta cap tipus de periodicitat tal i com es desprèn de les durades dels diferents sistemes al.luvials-lacustres i cal anar a buscar l'origen de la seva evolució seqüencial en els canvis en l'activitat tectònica dels marges de la conca.

9.1.2.3. Durada de les macroseqüències compostes al.luvials-lacustres

Les macroseqüències compostes corresponen a grans seqüències de progradació-retrogradació dels sistemes al.luvials-lacustres. Les macroseqüències que queden més clarament definides són les corresponents a la Megaseqüència B (Fig. 9.1) que correspon al Sistema lacustre de l'Anoia i a la Megaseqüència C que correspon al Sistema lacustre de La Segarra. En ambdues megaseqüències es poden definir dues macroseqüències compostes (Fig. 9.1): Clariana i Copons en la Megaseqüència B i Montmaneu i Panadella en la Megaseqüència C. La durada de cadascuna de les macroseqüències és de 1,11 Ma (Clariana), 0,94 Ma (Copons), 0,4 Ma (Montmameu) i 0,72 Ma (Panadella).

Tal i com es dona en les megaseqüències compostes, en el cas de les macroseqüències no hi ha cap patró de periodicitat. Aplicant l'anàlisi seqüencial a algunes successions al.luvials i lacustres no apareix cap tipus de regularitat periòdica que es pugui assimilar a algun tipus de control paleoclimàtic del registre sedimentari. Per tant, són els processos tectònics que es donen

en els marges de la conca, que en darrer terme controlen majoritàriament la seqüencialitat d'alt ordre-baixa freqüència dels sistemes lacustres. Aquests processos tectònics provoquen els canvis en la subsidència i en la taxa de sedimentació que al mateix temps exerceixen un control sobre la sedimentació i provoquen la distorsió del potencial registre ciclostratigràfic.

9.1.3. Seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència en les successions de l'Oligocè superior-Miocè inferior (Catià superior-Aquitanià inferior) de la Conca de l'Ebre

La seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència inclou les seqüències compostes, simples i elementals, de quart ordre les primeres i de cinquè ordre les dues darreres. L'anàlisi de la durada d'aquestes seqüències s'ha fet en base a les dades dels perfils estratigràfics disponibles en combinació amb les dades magnetostratigràfiques obtingudes i la utilització de l'anàlisi multiespectral.

9.1.3.1. Introducció

L'anàlisi de la seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència s'ha aplicat únicament en les successions de l'Oligocè superior-Miocè inferior. Això ha estat condicionat per diversos factors com ara l'accessibilitat i la continuïtat de les successions estratigràfiques del sector de les valls de l'Ebre i del Cinca que van permetre l'aixecament de perfils a una escala de detall (1:100) suficient per reconèixer el procés cíclic de menor durada i obtenir un registre adequat. A més a més, es disposava a l'inici d'aquest anàlisi de les dades magnetostratigràfiques i una bona calibració biostratigràfica (Agustí *et al.*, 1988, 1994; Barberà *et al.*, 1994) necessàries per dur a terme l'anàlisi multiespectral.

9.1.3.2. Mètode i tècniques. Paràmetres utilitzats en l'anàlisi

Tenint en compte la propietat dels cicles sedimentaris periòdics que poden expressar-se matemàticament, és possible la utilització de programes informàtics estadístics com ara els de tipus anàlisi multiespectral, per poder individualitzar i caracteritzar cadascun dels processos cíclics que han quedat registrats en els sediments i filtrar els processos aleatoris (de baixa freqüència) que els modifiquen.

L'anàlisi multiespectral s'aplica sobre "sèries de temps" que són seqüències de valors d'un determinat paràmetre obtingudes en un interval de temps constant. Abans de construir una sèrie de temps a partir d'una successió estratigràfica cal tenir en compte el significat sedimentari del paràmetre que es vol analitzar i l'interval de mostratge, que ha de ser inferior al temps corresponent al procés cíclic de menor durada que es vulgui reconèixer.

El pas següent a la tria dels perfils estratigràfics és la selecció dels paràmetres que es volen analitzar. Per dur a terme aquest anàlisi, es van escullir: el gruix i la litologia, paràmetres que expresen l'estabilitat i persistència de sedimentació carbonatada respecte sedimentació detrítica; el color dels estrats que expresa la persistència de condicions reductores-oxidants. Aquests tres paràmetres han donat resultats significatius en diversos treballs (Fischer *et al.*, 1991; Erba *et al.*, 1992; Erba & Premoli Silva, 1994) que han utilitzat el mateix programa d'anàlisi espectral. També es va considerar un quart paràmetre, un índex indicatiu de la profunditat suposada per cada fàcies al.luvial-lacustre segons les seves característiques sedimentològiques, que també ha estat utilitzat per altres autors (Olsen, 1994). Amb aquest índex no es preten una quantificació absoluta de la profunditat, sino establir una ordenació qualitativa de les fàcies per poder establir corbes de tendències.

A continuació es passa a la introducció dels quatre paràmetres escollits en una base de dades, reduïts a una xifra segons una escala establerta amb criteris estratigràfics i sedimentològics per tal que aquests paràmetres tinguin una expressió numèrica i puguin ser tractats matemàticament. Així per exemple, a cada litologia li correspon un nombre (calcària micrítica = 10, calcària sorrenca = 20, calcària margosa = 30, margocalcària = 40, lutita = 50, ...), sempre seguint el criteri estratigràfic o sedimentològic (Barberà *et al.*, 1996b). A partir de la base de dades, el programa utilitza l'anàlisi espectral basat en l'anàlisi de Fourier per tal d'obtenir les fluctuacions de la ritmicitat.

Els principals mètodes matemàtics d'anàlisi espectral són els d'anàlisi de Fourier i de Walsh. Els dos presenten importants limitacions quan s'apliquen a successions pre-pliocenes ja que utilitzen escales de potència en comptes d'escales de temps, obtenint llavors espectres de cicles per metre i no de cicles per any, resultant molt difícil (exceptuant les varves i les làmines mareals) assignar un període en anys a cicles regulars de potència. Per l'anàlisi que s'ha dut a terme en aquest treball s'ha utilitzat el programa StrataBase de Ripepe (1988), que permet, a partir de l'introducció de la taxa de sedimentació obtinguda, en aquest cas, a partir de la magnetostratigrafia, obtenir el nombre de cicles per unitat de temps.

El funcionament del programa StrataBase, creat per ordinadors de tipus Macintosh, requereix diverses etapes i la introducció de les dades que s'utilitzen en el programa comporta la creació de fitxers tipus Statview, CricketGraph, Kaleidograph o d'altres creats en el programa d'elaboració de dades.

1) Inici de les aplicacions StrataBase.

Per obrir l'aplicació StrataBase, s'ha de verificar inicialment que la carpeta **sisitema** contingui el fitxer *Stratabase.init*. D'una altra manera l'activació del programa no serà possible.

2) Organització de les dades en StrataBase.

Primer cal tenir les dades que volem elaborar en un full de càlcul Statview, a dues columnes, una que expressi l'interval mètric (potència) i l'altra la variació del paràmetre en examen. Així s'inicia l'enregistrament de les dades i la seva organització.

En primer lloc cal organitzar jeràrquicament les dades que es volen treballar. És en aquesta fase inicial, que es subministren a StrataBase les informacions que caracteritzen al fitxer de forma permanent. StrataBase dóna la possibilitat de registrar 105 funcions diferents. L'ordre jeràrquic d'organitzar les dades va des de *StrataBase*, que és el fitxer amb les característiques principals de la secció estudiada (*name of job, core length in meters, sample interval, notes*), fins a *groups*, i a *members*. En el cas en que s'estigui processant una successió, el fitxer amb la informació general, tindrà el nom de la successió, la longitud del mostratge efectuat en la successió o potència de la columna, el pas del mostratge o resolució mínima de la secció estratigràfica (p. ex. a escala 1:100 la resolució és 0,1; a 1:500=0,5), i qualsevol apunt de caràcter general (geològic, geogràfic, metodològic) que s'hi vulgui afegir.

En l'ordre *groups*, que representen els paràmetres analitzats (litologia, color, potència dels estrats, ...), va especificat el tipus de tractament: *binary* (presència o absència d'una determinada dada), *histograms* (es tracta d'una interpolació quadràtica, més correcta per sondatge o mostratge no continu), *sinusoidal* (és una interpolació lineal, més correcta per columna estratigràfica o mostratge continu), així com el nom. Per exemple, podem tenir diferents grups tipus de gruix dels estrats, alternança litològica, composició geoquímica, anàlisi paleontològic quantitatiu, bioturbació, etc., així com qualsevol paràmetre quantificable que tinguem a la nostra disposició. En l'ordre *members*, s'hi registren especificacions posteriors, per exemple, les dades del gruix no elaborades, i les que s'han elaborat segons una de les funcions proposades per StrataBase, o bé subdivisions dels paràmetres designats com *groups* (p. ex. el *group* composició geoquímica es pot subdividir en *members* com ara isòtops de carboni, isòtops d'oxigen, ...). El membre és la unitat a la que ens referim fonamentalment, aquella que utilitzem per qualsevol tipus d'anàlisi.

Dins dels grups o membres, poden ser emmagatzemades tant les dades de base com les dades elaborades. Per dades elaborades entenem que són les dades a les quals s'aplicarà una de les funcions qualsevol de StrataBase (*power spectra, smoothing processes, trend substraction*). El programa manté una còpia de les dades originals, o sigui, no elaborades, de manera que pugui ser recuperada cada cop que tinguem necessitat de verificar una dada no processada.

3) Inici del procés d'elaboració.

La possibilitat de començar a treballar que ofereix StrataBase es troba sota l'ordre *processing*. Primer cal importar les dades numèriques a StrataBase, seleccionant el fitxer dessitjat. Després cal importar el paràmetre amb el que es vol treballar i finalment cal carregar aquest paràmetre a la memòria del programa. Habent insertat un conjunt de dades en StrataBase, es poden recuperar per posteriors elaboracions. Un cop emmagatzemades les dades en

StrataBase es pot procedir a l'aplicació de qualsevol de les funcions del programa (*FFT-Fast Fourier Transform, power spectra, smoothing processes, trend subtraction, cross correlation, ...*). S'escull la funció operativa que es vol aplicar. Automàticament StrataBase tornarà a la finestra *groups*, per permetre d'escollir el paràmetre pel qual s'aplicarà la funció escollida. Si s'opera amb el primer tractament de les dades, sigui per un anàlisi ciclostratigràfic o pel confrontament numèric entre dades mitjançant funcions tipus *cross-correlation*, s'efectuarà una operació de filtratge, per tal d'eliminar les oscil·lacions fictícies en el conjunt de les dades.

4) Preparació de les dades per un anàlisi temporal (*time series analysis*).

En primer lloc, cal eliminar les altes freqüències mitjançant les operacions de filtratge i les successives operacions de substracció d'un possible desenvolupament fictici d'aquestes freqüències. La finalitat d'una operació de filtratge és la d'arribar a un desenvolupament sinusoidal del conjunt de les dades, tenint present de no arribar a perdre, degut a un filtratge excessiu, les oscil·lacions més petites degudes a fluctuacions reals de les dades.

El pas següent revisa la resta del desenvolupament oscil·latori fictici de la corba filtrada. El desenvolupament fictici pot ser provocat, no per oscil·lacions reals o variacions reals d'una dada en particular, però sí pel desenvolupament general de les dades. S'arriba a obtenir dues corbes (Fig. 9.2), una del desenvolupament de les dades reals i una altra obtinguda per nosaltres (filtrada), del desenvolupament de les dades fictícies que es consideren extrems de les precedents. En aquest punt, la corba està preparada per aplicar l'anàlisi de Fourier, que revelarà la presència de les freqüències més significatives en els pics corresponents.

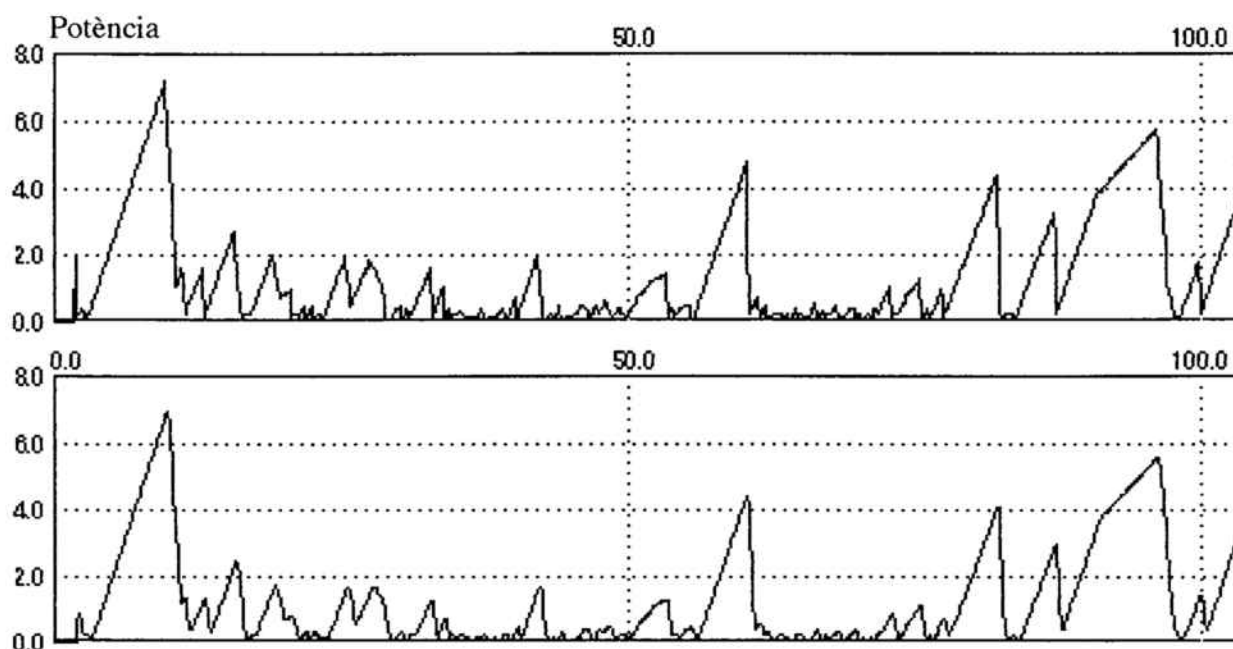


Figura 9.2. Comparació de la corba de dades reals (superior) amb la corba filtrada (inferior), on s'observa la suavització de la corba sense filtratge respecte la corba filtrada.

5) Identificació de freqüències en les dades.

Elaborada la corba sobre la qual aplicar les diverses funcions de StrataBase, es pot procedir a l'obtenció de les freqüències principals contingudes en el nostre conjunt de dades. En primer lloc cal seleccionar el paràmetre (potència, litologia, color) que es vol elaborar. Seleccionat el grup sobre el qual es desitja actuar, StrataBase permet triar un interval mètric sobre el que es desitja treballar (sempre que no sigui tota la successió), la resolució mínima del perfil estratigràfic (p. ex. a escala 1:100 la resolució mínima són 10 cm i a 1:500 és 50 cm) i una opció amb la que accedir directament al tipus d'impressió del gràfic. StrataBase obra una nova finestra, amb la corba que s'està procesant i el gràfic de l'espectre de potència (Fig. 9.3).

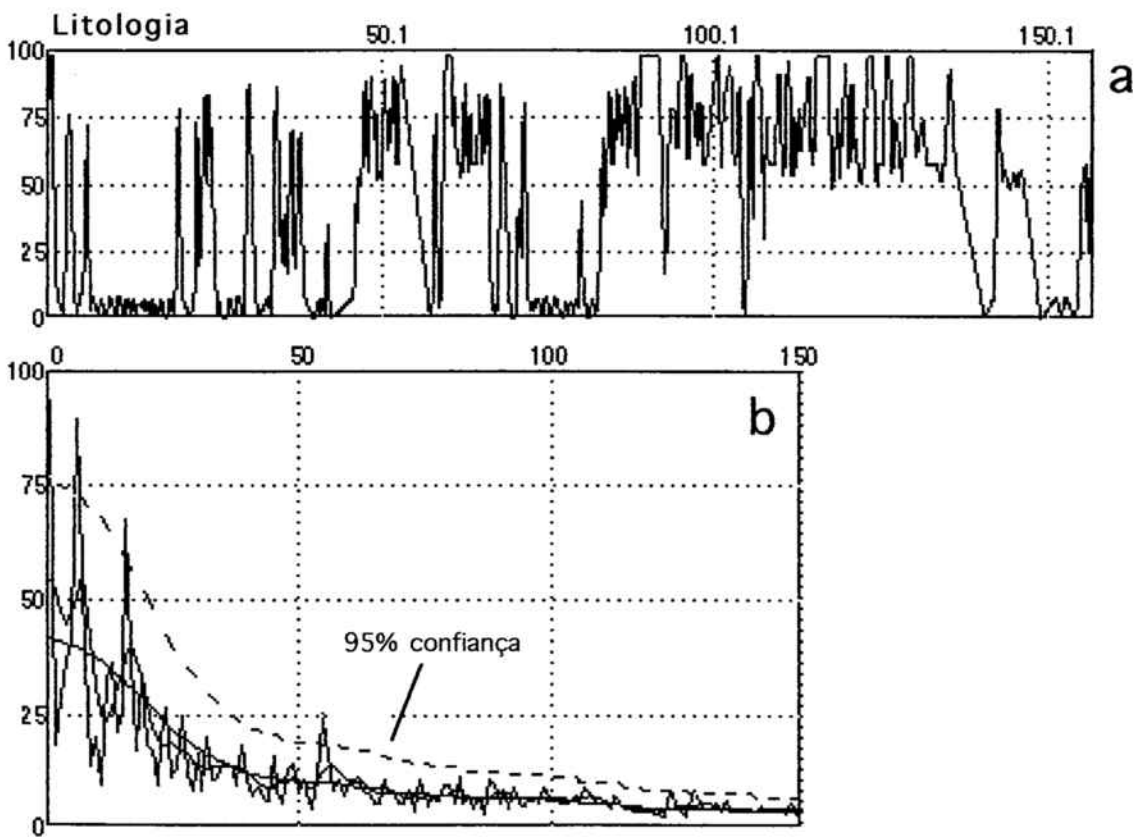


Figura 9.3. a) Corba processada. b) Espectre de la corba processada on apareixen els pics de major intensitat per sobre de la corba del 95% de confiança.

En el gràfic apareixeren dues finestres, en una d'aquestes s'especifica la taxa de sedimentació que cal introduir. Un cop establerta la taxa, apareix en pantalla, en correspondència amb el pic, el període de recurrència o temps, que és el nombre que estem interessats de conèixer per qualsevol paràmetre de variació en un espectre (Fig. 9.4). Si es varia la taxa de sedimentació també varien els nombres relatius dels pics.

6) Construcció d'un anàlisi espectral de màxima entropia.

Un altre sistema per obtenir pics d'alta freqüència, és l'anàlisi de la màxima entropia. A través d'aquesta funció es possible valorar al mateix temps la freqüència representada en el nostre sistema de dades, i veure la més representativa. Es pot verificar, a més a més, com una freqüència donada representada gràficament sempre per un pic, hauria variat la seva distribució a través de la secció estudiada. Com menor sigui la seva variació, més estable serà la representació d'aquella freqüència en l'àmbit de la successió considerada. També es pot obtenir un mapa espectral, amb el qual podrem observar si es donen canvis en la taxa de sedimentació i veure en quins moments dominen les diferents freqüències al llarg d'una successió, o si bé només domina una determinada freqüència.

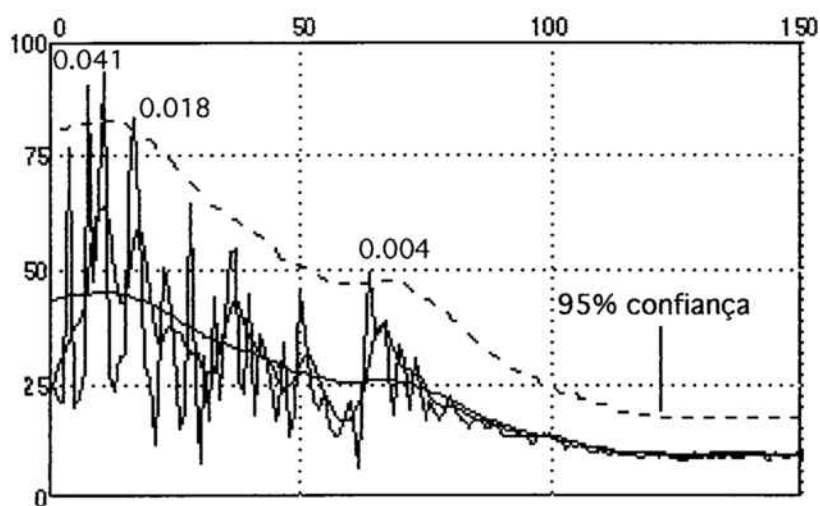


Figura 9.4. Espectre de la corba amb indicació de les freqüències en els pics de major intensitat (per sobre del 95% de confiança) expresades en milions d'anys.

9.1.3.3. Anàlisi de les successions de la Formació Mequinensa

En l'anàlisi de la seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència en la Formació Mequinensa es disposava de diversos perfils estratigràfics (Almatret, Mina Pilar, Granja d'Escarp, Mequinensa) i diversos sondatges de carbó per tal d'obtenir un esquema estratigràfic adequat (Fig. 9.5) per tal de dur a bon terme l'anàlisi seqüencial. En aquest esquema es possible discriminar la part superior de la megaseqüència F que constitueix el Sistema lacustre de Los Monegros, les macroseqüències compostes de tercer ordre, les seqüències compostes de quart ordre i les seqüències simples de cinquè ordre (Fig. 9.5).

Per tal de quantificar la durada de les diferents seqüències definides i alhora realitzar l'anàlisi ciclostratigràfic de la Fm. Mequinensa, es va escullir el perfil de Mina Pilar. Diverses raons suporten aquesta elecció: 1) una bona exposició i accessibilitat que va permetre l'aixecament d'un perfil a escala 1:100, 2) l'existència de la magnetostratigrafia de la secció

(Gomis, 1997) que complementada i correlacionada amb altres seccions magnetostratigràfiques com Gandesa (veure aquest treball) i Torrente de Cinca (Barberà *et al.*, 1994) principalment, permetria una bona calibració cronostratigràfica, i 3) la presència de diversos jaciments de micromamífers (Agustí *et al.*, 1988) que permetia la correlació entre la magnetostratigrafia i la biozonació establerta.

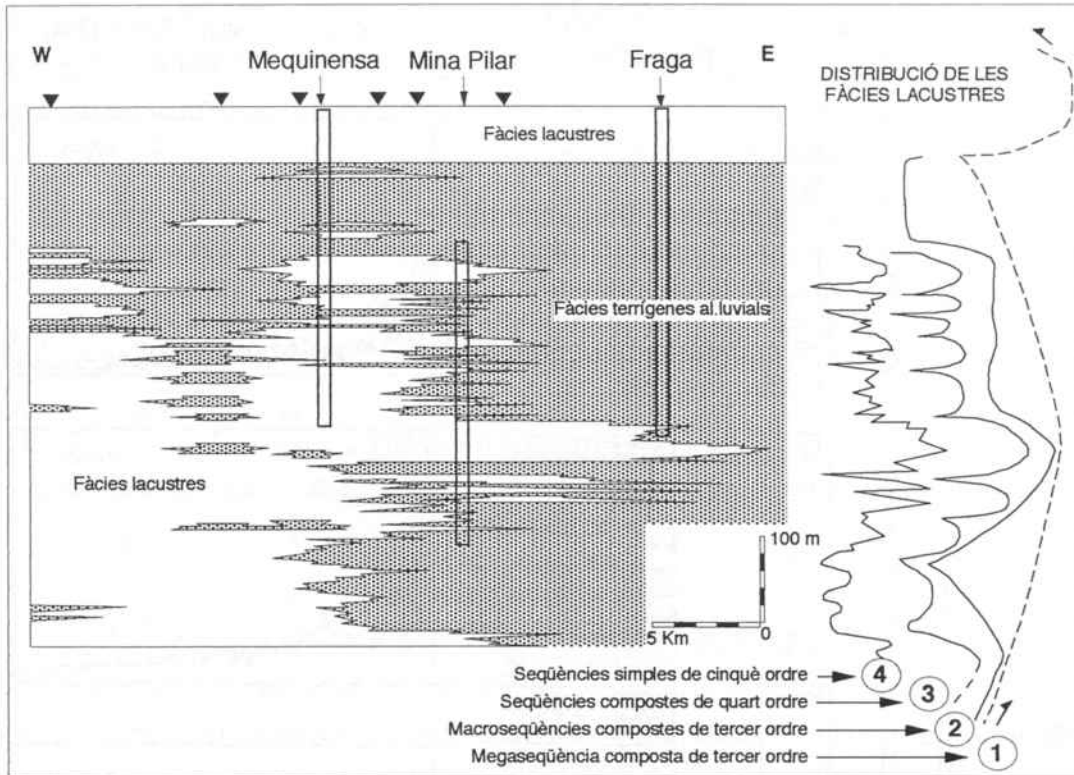


Figura 9.5. Esquema de correlació mostrant les interrelacions entre els dipòsits lacustres i al·luvials del sector de Mequinensa-Mina Pilar amb indicació de les corbes de tendències seqüencials dels diferents ordres que es poden reconèixer en les fàcies lacustres.

La secció de Mina Pilar es caracteritza per una part inferior d'uns 25 m aproximadament, on dominen les fàcies sorrenques d'origen fluvial-deltaic amb petites intercalacions carbonatades corresponents a zones palustres (Fig. 9.6). La resta de la secció es caracteritza per una predominància de les fàcies lacustres i palustres amb petites intercalacions sorrenques que conformen el Sistema lacustre de Los Monegros.

En l'anàlisi seqüencial d'alt ordre-alta freqüència de la secció de Mina Pilar es possible arribar a discriminar un seguit de seqüències compostes (Figs. 9.5 i 9.6) de potència decamètrica que venen definides per la progradació i la retrogradació de les fàcies al·luvials i les consegüents retraccions i expansions del sistema lacustre. La durada d'aquestes seqüències varia en aquest cas entre els 0.68 Ma i 0.28 Ma.

En un ordre més alt es poden discriminar les seqüències simples (Figs. 9.5 i 9.6) en aquest cas de potència mètrica a decimètrica i caracteritzades per fluctuacions menors de les fàcies lacustres. La durada estimada per les seqüències simples varia entre 0.24 i 0.04 Ma. Algunes d'aquestes seqüències simples (les de freqüència més alta) es poden arribar a apreciar mitjançant l'anàlisi multispectral.

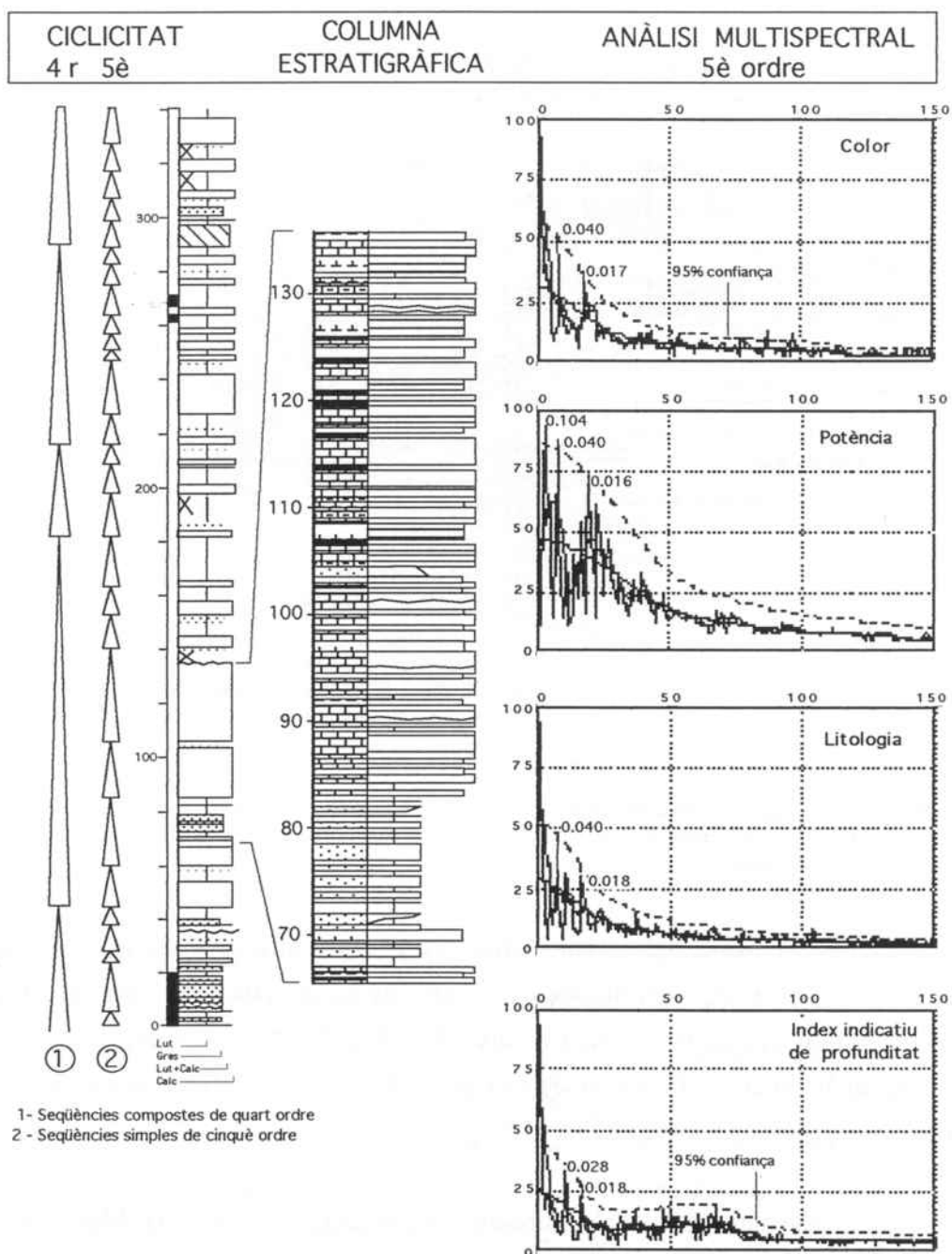


Figura 9.6. Secció de Mina Pilar on es mostren les seqüències de diferents ordres definides, així com l'anàlisi multispectral de quatre paràmetres en el tram lacustre considerat.

Finalment les seqüències elementals d'ordre més alt i freqüència més elevada, únicament es poden posar de manifest mitjançant l'anàlisi multiespectral. Aquest tipus d'anàlisi realitzat amb el programa StrataBase (veure capítol 9.1.3.2) es va dur a terme en els primers 180 m de la secció de Mina Pilar, que és l'interval estratigràfic del que es disposa de dades paleomagnètiques. Aquest interval correspon aproximadament a uns 1.2 Ma. Analitzant la totalitat de la secció (Fig. 9.7) s'observa, que en el gràfic de l'espectre de potència apareixen uns pics no significatius (no assimilables a cap cicle) i un altre pic (de 19.000 anys) significatiu i que també apareix en els anàlisis posteriors. Aquests anàlisis posteriors es va centrar en un tram d'uns 50 m de potència corresponent a fàcies eminentment lacustres que suposen uns 0.35 Ma, ja que són aquestes fàcies les que, *a priori*, podrien presentar una major sensibilitat en el registre de seqüències d'alta freqüència. D'aquesta manera els resultats obtinguts donen unes periodicitats entre 0.104 Ma i 0.016 Ma (Fig. 9.6).

9.1.3.4. Anàlisi de les successions de la Formació Torrente de Cinca

La Formació Torrente de Cinca s'ha analitzat mitjançant les seccions de Fraga (Fig. 4.14) i Torrente de Cinca (Fig. 4.13). Les dues seccions es troben molt pròximes i són perfectament correlables (veure fig. 4.14). Tal i com es donava en la secció de Mina Pilar, l'elecció d'aquests dos perfils es basa en: 1) la bona exposició i accessibilitat que va permetre l'aixecament dels perfils a escala 1:100, 2) l'existència de diversos nivells de correlació entre ambdues seccions; 3) l'existència de la magnetostratigrafia de la secció de Torrente (Barberà *et al.*, 1994) que permetia una bona calibració cronostratigràfica, i 4) la presència de diversos jaciments de micromamífers (Agustí *et al.*, 1994) en ambdues seccions que permetia la correlació entre la magnetostratigrafia i la biozonació establerta.

Les seccions de Fraga i Torrente de Cinca es caracteritzen per un tram inferior constituït per alternances de paquets de calcàries, lutites grises, ocres i vermelloses i gresos grisos a vermellosos que correspon a la Formació lutites i calcàries de La Granja d'Escarp (Cabrera, 1983). Un segon tram format majoritàriament per lutites vermelles que intercalen nivells de guix primari i paquets carbonàtics, que constitueix la Formació lutites de la Cuesta de Fraga (Cabrera, 1983) i un darrer tram constituït per diversos paquets de calcàries que intercalen lutites grises i que correspon a la Formació calcàries de Torrente de Cinca (Cabrera, 1983).

L'anàlisi seqüencial de la secció de Fraga (Fig. 9.7) permet reconèixer parcialment dues macroseqüències compostes, on la més inferior presenta una durada aproximada de 2.3 Ma. En un ordre més alt es possible discriminar un total de cinc seqüències compostes que responen, com s'ha explicat anteriorment, a pulsacions progradants i retrogradants del sistema lacustre. Aquestes seqüències compostes presenten una durada estimada que es situa entre els 1.3 Ma i 0.3 Ma.

En un ordre més alt es poden discriminar les seqüències simples (Fig. 9.7), en aquest cas de potència mètrica a decimètrica i caracteritzades per fluctuacions menors de les fàcies lacustres. La durada estimada per les seqüències simples varia entre 0.21 i 0.04 Ma. Algunes d'aquestes seqüències simples (les de freqüència més alta), tal i com es donava en la secció de Mina Pilar, es poden arribar a apreciar mitjançant l'anàlisi multiespectral.

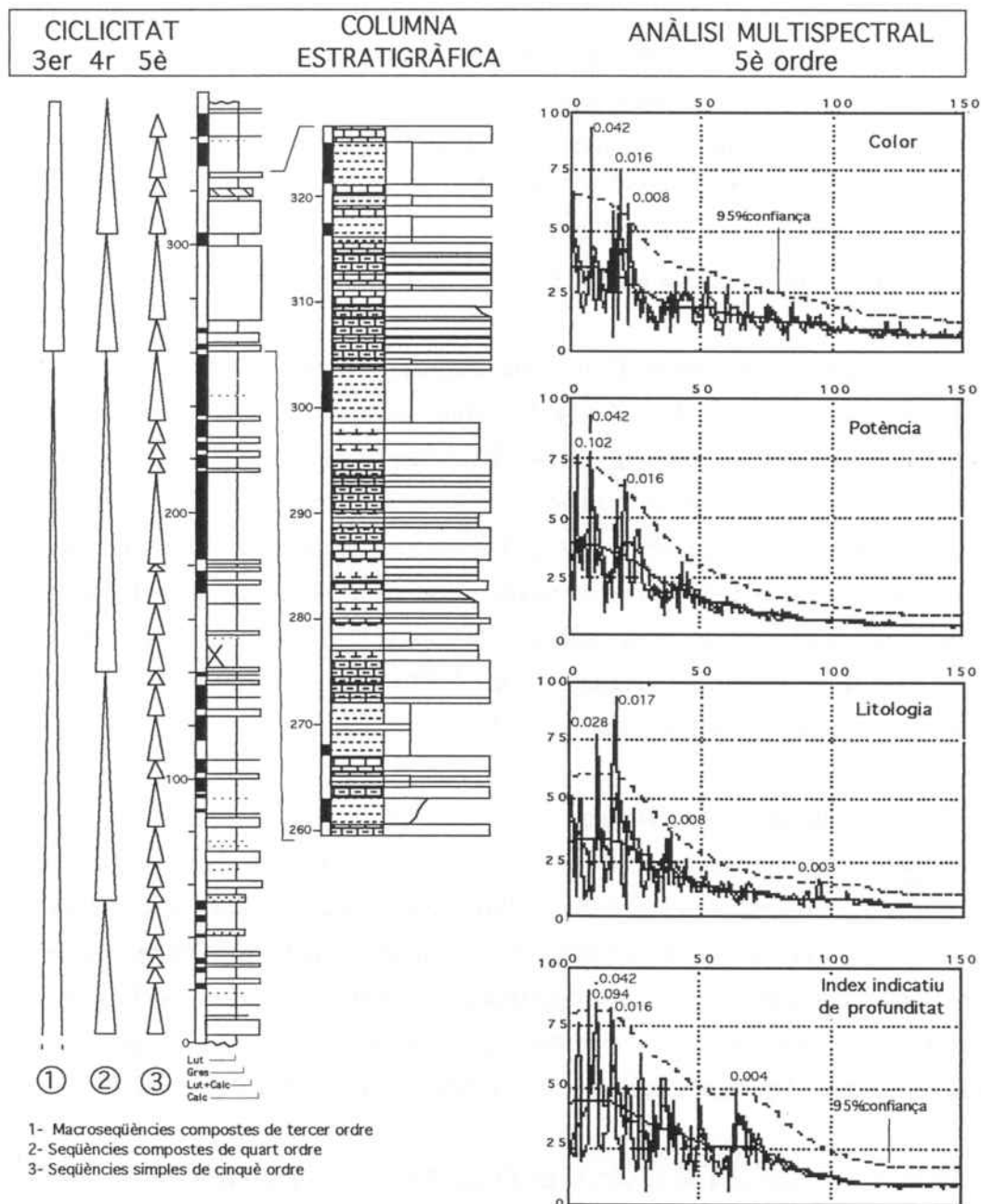


Figura 9.7. Secció de Fraga on es mostren les seqüències de diferents ordres definides, així com l'anàlisi multiespectral de quatre paràmetres en el tram lacustre considerat.

En aquest cas, per tal de posar de manifest les seqüències elemental es va analitzar la totalitat de la secció de Torrente de Cinca, de 300 m de potència que suposen uns 2.8 Ma i la part més superior de la secció de Fraga (Fig. 9.7), concretament 65 m que corresponen a uns 0.44 Ma. En aquest cas les periodicitats obtingudes donen valors entre els 0.102 Ma i els 0.016 Ma.

9.1.3.5. Comparació de resultats, discussió i conclusions

La comparació dels resultats de les durades en els diferents tipus de seqüències definides mostra una notable similitud. Les seqüències compostes en les seccions estudiades presenten unes durades mínimes al voltant dels 0.3 Ma i unes durades màximes entre 0.68 i 1.3 Ma, però no presenten cap durada especialment significativa per la seva periodicitat.

En el cas de les seqüències simples els resultats són encara més similars. Amb unes durades màximes al voltant dels 0.24-0.21 Ma i unes durades mínimes d'uns 0.04 Ma. Aquestes durades mínimes sí es repeteixen d'una manera significativa al llarg de les seccions estudiades i corresponen, depenent de la taxa de sedimentació, a seqüències d'uns 5-8 m en fàcies fluvio-lacustres i d'uns 3-6 m en fàcies eminentment lacustres.

Respecte les seqüències elementals, els resultats obtinguts de l'anàlisi multiespectral de les dues unitats estratigràfiques, la Fm. Mequinensa i la Fm. Torrente de Cinca, en les seccions de Mina Pilar, Fraga i Torrente de Cinca són molt similars. Si s'analitza el perfil en la seva totalitat, apareixen una sèrie de pics no correlables amb els cicles de Milankovitch, aquest fet s'interpreta com conseqüència de la presència de les fàcies fluvials, l'organització seqüencial de les quals pot estar subjecta a factors autigènics i també al·logènics, més lligats a la influència tectònica que a la climàtica.

D'altra banda, si s'analitzen exclusivament els intervals lacustres de cadascuna de les seccions, apareixen una sèrie de pics que poden agrupar-se en tres famílies de valors (Fig. 9.8): un primer grup amb pics que presenten valors entre els 0.016 i 0.018 Ma i que poden ser correlats amb el cicle de precessió curt; un segon grup amb pics de 0.040 a 0.042 Ma que poden ser correlats amb el cicle d'obliquïtat; i finalment un tercer grup amb pics que presenten valors entre 0.094 i 0.104 Ma, correlables, en aquest cas, amb el cicle d'excentricitat curt. A més a més d'aquests grups de valors que apareixen en la major part dels gràfics, també apareixen altres pics, per sobre de la corba de 95% de confiança, que no poden correlacionar-se amb cap dels cicles de Milankovitch com ara valors de freqüències molt altes (0.004, 0.008 Ma) que apareixen com conseqüència d'un filtratge poc efectiu o valors de 0.028 Ma que apareixen només en dos gràfics i que podrien ser interpretats com l'extrem superior del període de rotació de l'òrbita terrestre (Fischer & Bottjer, 1991).

Un cop establerts, alguns d'aquests cicles es poden reconèixer directament en el camp en la secció de Fraga. Els cicles de 100.000 anys corresponen majoritàriament a cicles d'implantació de les fàcies lacustres i posterior progració de les fàcies al.luvials o canvi en les condicions lacustres que presenten una potència entre 12 m i 15 m (Fig. 9.7 i làmina 4B). Els cicles de 40.000 anys poden correspondre a una parella de cicles de 19.000 anys. Aquests darrers, venen representats per un conjunt de fàcies lacustres carbonatades que finalitzen amb un petit tram de lutites grises/verdoses, aquest duet presenta una potència entre 1,5 i 2,5 m (làmina 4C).

Amb aquests resultats es constata el fet que els valors numèrics no són exactament iguals, sino que varien encara que dins d'un rang més aviat curt. Aquesta circumstància es deu als diversos factors de distorsió que afecten l'anàlisi de la sedimentació cíclica, com ara els errors en la mesura o observació de les característiques dels materials en el perfil estratigràfic, canvis menors en la taxa de sedimentació (detectables per petites intercalacions al.luvials), compactació diferencial, hiatus no detectats, ... A més a més, aquests resultats són només una aproximació ja que s'han considerat una taxa de sedimentació constant al llarg de cadascun dels perfils estratigràfics i una compactació no substancial.

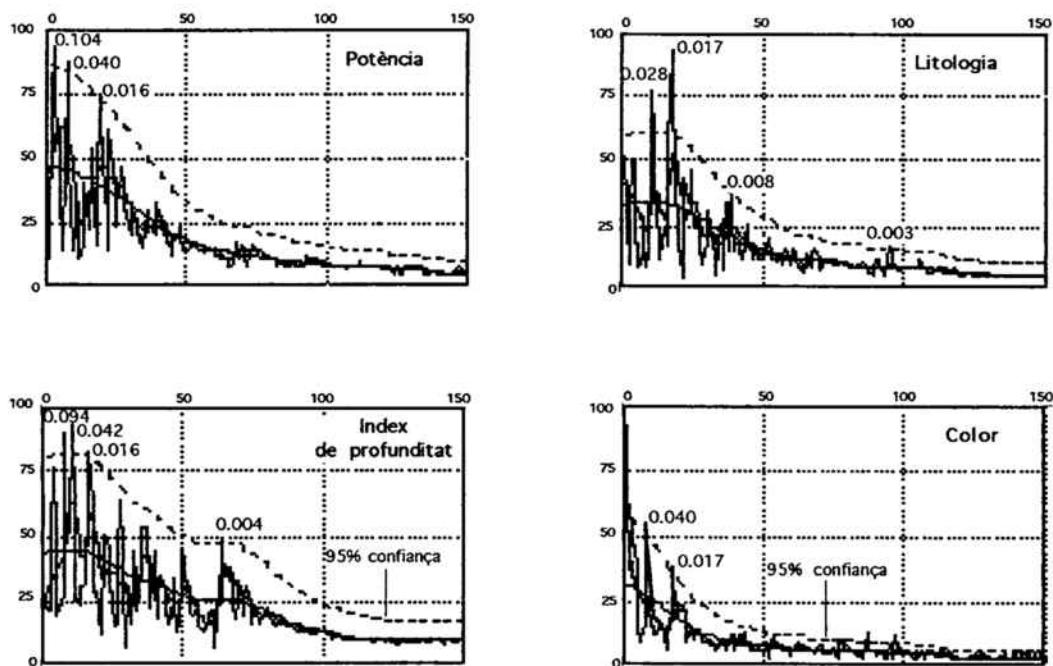


Figura 9.8. Anàlisi espectral dels quatre paràmetres analitzats, seleccionant els segments de corba corresponents als trams eminentment lacustres. Per cada espectre s'ha assenyalat la freqüència en els pics de major intensitat, expressada en milions d'anys. Els gràfics a) i b) corresponen a la secció de Mina Pilar i els gràfics c) i d) a la secció de Fraga.

Dels resultats obtinguts es despren que l'anàlisi ciclostratigràfic de les successions fluvio-lacustres que constitueixen les formacions lacustres de Mequinensa i Torrente de Cinca

constitueix una eina adequada per reconèixer periodicitats assimilables a alguns dels cicles orbitals definits per Milankovitch. Aquests cicles es posen de manifest en els intervals lacustres, on la influència climàtica no es veu distorsionada per factors tectònics. Especialment significatius per la seva constància en els diferents gràfics són els cicles de precessió curt, situant-se els valors dels pics al voltant dels 19.000 anys, i d'obliquïtat amb valors al voltant dels 41.000 anys. Aquest fet pot ser degut a la posició paleolatitudinal que ocupava la Conca de l'Ebre, al voltant dels 30° (Barberà *et al.*, 1996a, capítol 6.5.3 i Fig. 9.9), durant l'Oligocè superior-Miocè inferior. Aquesta latitud correspon a la zona d'influència de les cèl.lules d'alta pressió que caracteritzen les zones àrides-semiàrides de la superfície terrestre. En aquestes latituds mitjes els canvis en la precessió i en l'obliquïtat de l'eix de la Terra són especialment influents en les variacions de les precipitacions i poden provocar la formació de seqüències cícliques lacustres d'alta freqüència forçades per control orbital. Com la pràctica totalitat dels paràmetres estudiats en els diferents perfils segueixen el mateix comportament, es pot deduir que l'organització seqüencial dels materials lacustres estudiats s'ha pogut configurar com conseqüència de la influència de canvis climàtics induïts per factors orbitals.

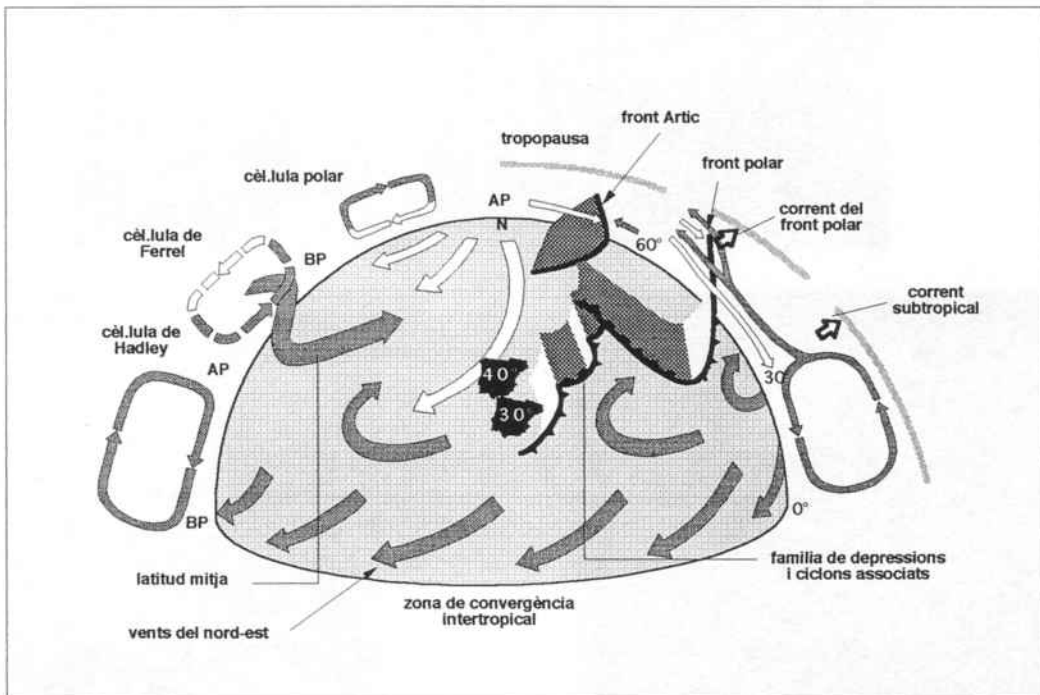


Fig. 9.9. Model esquemàtic de la circulació atmosfèrica general actual, mostrant les famílies de depressions i anticlons i els vents de superfície. S'indica la comparació de la posició paleolatitudinal d'Ibèria en l'Oligocè superior i en l'actualitat.

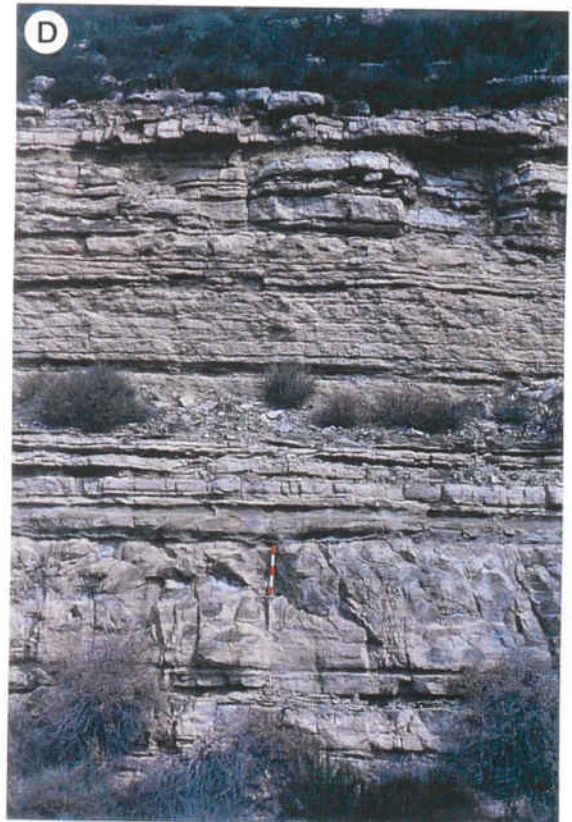
LÀMINA 4.

A. Panoràmica de la secció de Mequinença on es possible diferenciar dos grans cicles al.luvials-lacustres corresponents a seqüències compostes de potència decamètrica.

B. Part superior de la secció de Fraga on es poden reconèixer cicles d'implantació de fàcies lacustres i posterior progradació de fàcies al.luvials o bé, amb un anàlisi sedimentològic més detallat, canvis en les condicions lacustres. Aquests cicles lacustres-al.luvials d'uns 12-15 metres de potència representen cicles de l'ordre de 100.000 anys.

C. Seqüències lacustres (1, 2, 3, 4) d'una potència entre 1,5 i 2,5 metres constituïdes per un tram carbonatat que finalitza amb un petit nivell lutític, interpretades com seqüències de l'ordre de 19.000 anys.

D. No sempre es possible diferenciar clarament seqüències de potència/durada similar com conseqüència de la distorsió del registre estratigràfic degut a canvis en la taxa de sedimentació, compactació diferencial, o hiatus no detectats.



PART IV
RESUM DE CONCLUSIONS I
POSSIBILITATS D'AVENÇ

10. RESUM DE CONCLUSIONS I POSSIBILITATS D'AVENÇ

Els resultats obtinguts a partir de la recerca multidisciplinària realitzada durant l'elaboració d'aquesta tesi doctoral són fonamentalment de tipus estratigràfic. Una bona part de les contribucions realitzades han estat fetes en el camp de la magnetostratigrafia i magnetobiocronologia de les successions paleògenes del sector oriental de la Conca de l'Ebre. Aquestes contribucions han estat la base per establir un marc cronològic fiable a partir del qual ha estat possible:

- 1) proposar una cronologia precisa dels diversos ordres de seqüències, i
- 2) la realització d'anàlisis de la periodicitat de les seqüències d'alta freqüència.

10.1. CONTRIBUCIONS FETES DES DE LES ANÀLISIS PALEOMAGNÈTIQUES DE LES SUCCESSIONS ESTUDIADADES

La primera contribució que cal considerar és la demostració de la qualitat del registre paleomagnètic de les successions estudiades. Aquesta qualitat ve avalada pel compliment de la major part dels criteris establerts per Opdyke & Channell (1996) per treballs magnetostratigràfics (veure capítol 6.7). A més a més els resultats derivats de l'anàlisi paleomagnètic com ara la desmagnetització completa de les mostres, la determinació de la mineralogia magnètica, la obtenció de les direccions de magnetització característica, la realització de tests d'estabilitat i la presentació de les dades de base finals, també confirmarien la bona qualitat del registre. Des d'aquest punt de vista, aquesta afirmació de fiabilitat del registre avalaria l'interès de la realització de nous estudis d'aquest tipus en les successions paleògenes d'altres sectors de la Conca de l'Ebre.

La correlació entre la magnetostratigrafia establerta en les successions estudiades i l'escala estàndar és molt bona, amb el reconeixement clar dels crons més significatius de l'Oligocè, fet que d'una banda torna a refermar la qualitat de les dades i d'altra, permet establir que el rang temporal cobert pel registre estratigràfic analitzat es situa entre el Priabonià superior (Eocè superior) i l'Aquitanià inferior (Miocè inferior).

L'ancoratge de les successions magnetostratigràfiques aquí definides amb l'escala global ha estat a més a més refermada per l'existència de diverses associacions de micromamífers fòssils situats dins de les successions estudiades o en altres successions correlables (Figs. 7.1, 7.3, 7.5 i 7.7).

Un altre conjunt de dades que, a una escala de resolució més afinada, permeten contrastar la qualitat de les dades obtingudes és el notable registre de criptocrons o bandes magnètiques de curta durada registrat a les successions estudiades. El relativament elevat nombre de criptocrons registrats (tretze) i el fet de trobar un mateix criptocron en dues seccions magnetostratigràfiques diferents (cas dels criptocrons 12r-7, 12r-4 o 12r-2 situats en les seccions de Sarral i Tarrés, veure figura 7.8), així com la bona correlació d'aquests events magnètics amb l'escala de polaritat magnètica de referència, reforça la correlació entre l'Escala de Polaritat Magnètica Global i l'Escala de Polaritat Magnètica Local obtinguda.

Cal destacar que per primer cop, a nivell mundial, ha estat possible establir una magnetostratigrafia continua i completa de l'Oligocè en una conca continental. Gràcies a aquesta continuïtat i al registre complet obtingut, s'obre la possibilitat de comparació amb el registre d'altres regions continentals i amb el registre oceànic mundial. O sigui, per una banda amb l'àmbit terrestre amb la comparació del registre magnetobiocronològic i estratigràfic de diverses conques no marines que disposin d'una resolució de dades similar. I per una altra banda, i aquest fet és molt significatiu, amb l'àmbit oceànic comparant les dades dels registres terrestres amb els oceànics, considerats fins a l'actualitat com els més fiables, però fins ara difícilment comparables per manca de correlacions fiables amb els registres no marins (Fig. 8.4).

Una darrera consideració que es deriva de les dades paleomagnètiques, és la possible posició paleolatitudinal de l'àrea d'estudi. Les dades obtingudes (veure capítol 6.5.3) situen aquest sector en una posició paleolatitudinal més baixa de la que caldria esperar segons les dades que es tenen actualment de les plaques africana i europea (Smith, 1996). Aquesta distorsió en les dades es deu a l'efecte de *shallowing* que presenten les mostres extretes en roques sedimentàries i que s'ha discutit en el capítol 6.5.2. Malgrat aquest fet, la comparació de les dades amb altres provinents de roques volcàniques del N d'Europa difereixen molt poc,

mentre que si la comparació es fa a partir de dades africanes, la diferència de paleolatituds és més acusada (veure capítol 6.5.3 i figura 6.7.b).

10.2. CONTRIBUCIONS FETES DES DE L'INTEGRACIÓ DE LES DADES MAGNETO I BIOSTRATIGRÀFIQUES: MAGNETOBIOCRONOLOGIA I EVENTS REGIONALS I GLOBALS

A partir de les dades paleomastològiques existents i de les noves dades aportades al llarg de la realització d'aquest treball, s'ha obtingut en primer lloc una successió paleomastològica basada sobretot en les faunes de rosegadors fòssils (capítol 5.2.1, figura 5.1).

Amb la magnetostratigrafia obtinguda i la distribució de les associacions de mamífers fòssils al llarg d'aquesta successió paleomagnètica, s'ha establert la cronologia dels canvis faunístics de micromamífers del sector oriental de la Conca de l'Ebre (veure capítol 8.1). Aquests canvis faunístics queden reflexats en la subdivisió en biozones establerta a partir de les noves dades biostratigràfiques (Figs. 8.1 i 8.4).

Un segon conjunt de dades són les que fan referència als canvis florístics esdevinguts en la Conca de l'Ebre entre l'Eocè superior i el Miocè inferior. En aquestes dades s'han tingut en compte les dades sobre:

- a) macrorestes vegetals, assignant l'edat precisa a diversos jaciments que fins ara tenien un rang temporal més o menys ampli (capítol 8.1.2),
- b) palinomorfs, datant amb certa precisió el canvi florístic registrat per Cavagnetto & Anadón (1996) que comporta una primera aparició ben registrada d'associacions amb una forta representació de coníferes i plantes herbàcies i la degradació del bosc tropical tancat (capítol 8.1.2 i figura 8.4), i
- c) caròfits, establint la cronologia de les diferents biozones prèviament establertes (Anadón *et al.*, 1992; Feist *et al.*, 1994), i per tant la durada aproximada de cadascuna d'aquestes biozones (capítol 8.1.3 i figura 8.3).

Tal i com s'ha mencionat anteriorment, la continuïtat del registre obtingut fa possible la comparació, en aquest cas, del registre paleobiològic amb altres conques continentals. La comparació és especialment interessant amb altres conques europees que registren una sèrie d'esdeveniments comuns a tot el continent europeu com ara extincions o aparicions de diversos taxons que són contemporanis entre conques diferents (p. ex. la Grande Coupure, capítol 8.2.1, figura 8.4).

S'ha posat especial interès amb la comparació de la Conca de l'Ebre amb la Conca de la Molassa suïssa, ja que ambdues presenten un nivell de dades magnetobiocronològiques similars (capítols 8.1.1, i 8.2.2 i figures 8.2 i 8.5). Així mateix s'ha intentat establir una comparació entre les subdivisions biostratigràfiques i biocronològiques de la Conca de l'Ebre amb les establertes a la resta del món, especialment centrada en les conques europees i americanes, on les dades són més completes (capítol 8.3, figura 8.5).

Finalment, a partir de les dades magnetostratigràfiques i biostratigràfiques establertes, s'ha intentat la subdivisió de les successions oligocenes de la part oriental de la Conca de l'Ebre establint la possibilitat de formalització de pisos continentals oligocens en base a les dades magnetobiocronològiques (capítol 8.4.2). En alguns d'aquests pisos, com és el cas de l'Octogesità (Agustí *et al.*, 1988) la densitat de jaciments de micromamífers es prou alta com per establir subdivisions acurades. En altres, l'escassetat de jaciments fa que la proposta de subdivisió sigui del tot preliminar.

10.3. ANÀLISI DE LA SEQÜENCIALITAT DE BAIX I ALT ORDRE

A l'hora d'analitzar la seqüencialitat de les successions fluvio-lacustres de l'Oligocè de la Conca de l'Ebre, s'ha establert en primer lloc una terminologia dels diferents ordres jeràrquics de seqüències definides (capítol 9.1.1.1, taula 9.2) i d'aquesta manera poguer analitzar la successió d'una manera més precisa. D'aquesta manera s'han diferenciat clarament la seqüencialitat de baix ordre-baixa freqüència de la seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència.

L'anàlisi de la seqüencialitat de baix ordre-baixa freqüència s'ha realitzat a partir de dades cartogràfiques i magnetostratigràfiques. Aquesta seqüencialitat inclou els grans sistemes al.luvials-lacustres desenvolupats en la zona oriental de la Conca de l'Ebre al llarg del seu reompliment. Els sistemes lacustres van evolucionar sota l'influència de la progradació-retrogradació dels sistemes al.luvials catalano-ibèrics i pirinencs. L'anàlisi de la durada d'aquests cicles lacustres-al.luvials de baix ordre i la seva manca de periodicitat contrastada (capítol 9.1.2.2) fa suposar un control tectònic total o al menys fortament inferent sobre el desenvolupament dels grans cicles al.luvials lacustres de baix ordre (capítols 9.1.2, figura 9.1).

Per una altra part, l'anàlisi de la seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència s'ha fet mitjançant les dades d'alguns perfils estratigràfics seleccionats en combinació amb les dades magnetostratigràfiques i amb la utilització de l'anàlisi multispectral. Aquest anàlisi s'ha centrat en les successions de l'Oligocè superior-Miocè inferior on la densitat de dades tant

magnetostratigràfiques com biocronològiques és més elevada i per que *a priori* es trobaven les fàcies més adequades per aquest tipus d'anàlisi (capítol 9.1.3).

Els resultats de l'anàlisi multiespectral mostren una gran similitud en les durades dels diferents tipus de seqüències definides. D'aquesta manera a l'analitzar les successions constituïdes eminentment per fàcies lacustres s'observen tres freqüències que es repeteixen al llarg del temps i de l'espai. Aquests valors s'han identificat amb els cicles d'excentricitat, obliquïtat i precessió dels anomenats cicles de Milankovitch. Dels resultats obtinguts es despren que l'anàlisi ciclostratigràfic de les successions lacustres estudiades constitueix una eina adequada per reconèixer periodicitats assimilables a cicles orbitals. S'ha demostrat que aquestes successions lacustres es troben influenciades fonamentalment per factors climàtics no distorsionats per factors tectònics (capítols 9.1.3.3, 9.1.3.4 i 9.1.3.5 i figures 9.5 a la 9.10).

10.4. POSSIBILITATS D'AVENÇ

Son nombroses les possibilitats d'avenç que ofereix la tasca realitzada en aquesta memòria fins aquest moment.

Des del punt de vista de la biostratigrafia, el nombre de jaciments de determinades zones és força elevat, per exemple al llarg de tot l'Oligocè superior i Miocè inferior, amb alguns intervals sense informació que representen pocs centenars de milers d'anys. Pel que fa a l'Eocè superior i Oligocè inferior, el nombre de jaciments és més reduït, no per manca de fàcies favorables, sino per que encara no s'han pogut dur a terme campanyes intensives de mostratge. Si s'aconsegueix una bona densitat de jaciments es pot subdividir tot l'Oligocè de la Conca de l'Ebre en una sèrie de biozones de micromamífers molt completa i amb uns límits ben definits i precisos.

Pel que fa a la magnetostratigrafia, s'ha vist que, amb la combinació d'una bona biostratigrafia i amb la continuïtat del registre sobradament contrastada, és possible establir en altres sectors de la conca diferents magnetostratigrafies locals que complementin la ja establerta i realitzar estudis comparatius sobre la durada de diferents esdeveniments (sedimentaris, tectònics, biostratigràfics, climàtics, ...).

Amb una magnetobiostratigrafia més complerta serà possible refinar la comparació de diferents events que es succeeixen a la conca amb altres d'abast mundial (p. ex. la Grande Coupure, canvis florístics o canvis climàtics relacionats amb canvis globals) tant terrestres com oceànics.

Un altre punt d'avenç és estendre l'anàlisi de la seqüencialitat d'alt ordre-alta freqüència a altres sectors de la conca que es mostrin favorables i comparar els resultats que es poden obtenir amb els que es presenten en aquesta memòria.

Finalment, un darrer punt a tenir en compte és el tema dels càlculs de subsidència en els diferents sectors de la conca i les relacions tectònica-sedimentació. Aquest punt no s'ha inclòs en la memòria encara que ja s'han presentat alguns dels resultats preliminars en congressos d'àmbit internacional (Barberà *et al.*, 1998). Aquest és sens dubte un dels punts més interessants dins les possibilitats d'avenç que ofereix la feina feta fins ara. Els resultats preliminars obtinguts en l'àrea del Montsant i sectors adjacents ofereixen bones perspectives de resultats interessants pel que fa a canvis en l'aport/acumulació de sediments relacionats amb l'activitat tectònica del sector.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Aguiar, J.P., 1982.** Biozonation du Miocène d'Europe occidentale à l'aide des Rongeurs et corrélations avec l'échelle stratigraphique marine. C. R. Acad. Sc. Paris, 294: Ser. II, 49-54.
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S. y Cabrera, L., 1985.** Biozonación mediante roedores (Mammalia) del tránsito Oligoceno-Mioceno en el sector Sureste de la cuenca del Ebro. *Paleontología y evolución*, 18: 131-150.
- Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, L., Colombo, F. and Sáez, A., 1987.** Biostratigraphical characteristics of the Oligocene sequences of North-Eastern Spain (Ebro and Campins Basins). *Münchener Geowiss. Abh. (A)*, 10: 35-42.
- Agustí, J., Cabrera, L., Anadón, P. and Arbiol, S., 1988.** A Late Oligocene-Early Miocene rodent biozonation from the SE Ebro Basin (NE Spain): A potential mammal stage stratotype. *Newsl. Stratigr.*, 18(2): 81-91.
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. and Llenas, M., 1993.** Mammalian events at the Oligocene-Miocene boundary in the Ebro Basin (NE Spain). Correlation with the geomagnetic scale. *Paleobiology and evolution of early cenozoic mammals, Symposium n. 9: 4.* Montpellier (France).
- Agustí, J., Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M. and Llenas, M., 1994.** Magnetobiostratigraphy of the Oligocene-Miocene transition in the Ebro Basin (Eastern Spain): state of the art. *Münchener Geowiss. Abh. (A)*, 26: 161-172.
- Agustí, J., Arbiol, S., Barberà, X., Cabrera, L. and Parés, J.M., 1997a.** Octogesian: a new mammal stage from the Upper Late Oligocene of Ebro Basin (NE Spain, western Mediterranean). *International congress on "Cenozoic mammalian biochronology of Europe and related areas"*, Abstract: 16, Montpellier (France).
- Agustí, J., Oms, O., Garcés, M. and Parés, J.M., 1997b.** Calibration of the late Pliocene-early Pleistocene transition in the continental beds of the Guadix-Baza Basin (Southeastern Spain). *Quaternary International*, 40: 93-100.
- Agustí, J., Cabrera, L., Garcés, M. and Parés, J.M., 1997c.** The Vallesian mammal succession in the Vallès-Penedès basin (northeast Spain): Paleomagnetic calibration and correlation with global events. *Paleo., Paleo., Paleoecology*, 133(3-4): 149-180.
- Allen, P.A. and Mange-Rajetzky, M., 1982.** Sediment dispersal and paleohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebro Basin. *Sedimentology*, 29 (5): 705-716.
- Anadón, P., 1978.** El Paleógeno inferior anterior a la transgresión "biarritziense" (Eoceno medio) entre los ríos Gaià y Ripoll (Províncias de Tarragona y Barcelona). *Tesi doctoral, Univ. de Barcelona*, 267 pp. Inédita. *Resum publicat a: Estudios Geol.*, 34: 431-440.
- Anadón, P. y Villalta, J.F., 1975.** Caracterización de terrenos de edad estampiense en Campins (Vallés Oriental). *Acta Geol. Hisp.*, 10 (1): 6-9.
- Anadón, P. et Feist, M., 1981.** Charophytes et biostratigraphie du Paléogène inférieur du bassin de l'Ebre oriental. *Palaeontographica, B*, 178: 143-168.
- Anadón, P. and Roca, E., 1996.** Geological setting of the Tertiary basins of Northeast Spain. In: *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics.* (Friend, P.F. y Dabrio, C., eds.) *World and Regional Geology* 6: 43-48. Cambridge Univ. Press.
- Anadón, P., Feist, M., Hartenberger, J.L., Muller, C. et Villalta, J.F., 1983.** Un exemple de corrélation biostratigraphique entre échelles marines et continentales dans l'Eocène: La coupe de Pontils (Bassin de l'Ebre, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 25: 747-755.
- Anadón, P., Cabrera, L., Guimerà, J. and Santanach, P., 1985.** Paleogene strike-slip deformation and sedimentation along the southeastern margin of the Ebro Basin. In: K. Biddle and N. Christie-Blick (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineralogists*, 37: 303-318.

- Anadón, P., Cabrera, L., Colombo, F., Marzo, M. and Riba, O., 1986.** Syntectonic intradeformational unconformities in alluvial fan deposits, Eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In: Ph. Allen and P. Homewood (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S., 8: 33-45.*
- Anadón, P., Vianey-Liaud, M., Cabrera, L. et Hartenberger, J.L., 1987.** Gisements à vertébrés du paléogène de la zone orientale du bassin de l'Ebre et leur apport à la stratigraphie. *Paleontologia i Evolució, 21: 117-131.*
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B., Colombo, F., Cuevas, J.L. and Marzo, M., 1989a.** Alluvial fan evolution in the SE Ebro Basin: Response to tectonics and lacustrine base level changes. 4th Int. Conference on Fluvial Sedimentology. Exc. Guidebook n. 9, Publ. Servei Geol. Catalunya, 91 pp.
- Anadón, P., Cabrera, L., Colldeforns, B. y Sáez, A., 1989b.** Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hispánica, 24: 205-230.*
- Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F., Feist, M. y Sáez, A., 1992.** Biozonación del Paleógeno continental de la zona oriental de la Cuenca del Ebro mediante carófitas: implicaciones en la biozonación general de carófitas de Europa occidental. *Acta Geol. Hisp., 27 (1-2): 69-94.*
- Aránzazu, J.M., 1860.** Esqueleto de una cabeza de rinoceronte encontrado en Briviesca. *Rev. Minera, 11: 27-29.*
- Arason, P. and Levi, S., 1990.** Compaction and inclination shallowing in deep-sea sediments from the Pacific Ocean. *Jour. Geophysical Research, 95 (B4): 4501-4510.*
- Arbiol, S. y Sáez, A., 1988.** Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). *Acta Geol. Hisp., 23 (1): 47-50.*
- Barberà, X., Parés, J.M., Cabrera, L. and Anadón, P., 1994.** High resolution magnetic stratigraphy across the Oligocene-Miocene boundary in an alluvial-lacustrine succession (Ebro Basin, NE Spain). *Physics of the Earth and Planetary Interiors, 85 (1-2): 181-193.*
- Barberà, X., Cabrera, L., Gomis, E. y Parés, J.M., 1996a.** Determinación del Polo Paleomagnético para el límite Oligoceno-Mioceno en la cuenca del Ebro. IV Congreso Geológico de España. *Geogaceta, 20 (5): 1014-1016.*
- Barberà, X., Cabrera, L., Marzo, M. y Ripepe, M., 1996b.** Sedimentación lacustre y ciclicidad: las sucesiones fluvio-lacustres del Oligoceno superior del sector SE de la cuenca del Ebro. IV Congreso Geológico de España. *Geogaceta, 20 (5): 1072-1073.*
- Barberà, X., Cabrera, L., Parés, J.M., Gomis, E., Agustí, J. and Marzo, M., 1997.** Litho and magnetostratigraphic framework for the definition of the Octogesian continental stage (Upper Late Oligocene, SW Europe). International congress on "Cenozoic mammalian biochronology of Europe and related areas", Abstract: 25, Montpellier (France).
- Barberà, X., Cabrera, L. y Parés, J.M., in press.** Evidencia de inclinaciones magnéticas bajas en materiales aluviales del Oligoceno superior de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp., vol. 32.*
- Barrera, E., Baldauf, J. and Lohman, K.C., 1993.** Strontium isotope and benthic foraminifer stable isotopic results from Oligocene sediments at Site 803. A: Ocean Drilling Program, Scientific results, Leg 150X: College Station, Texas, O.D.P.: 269-279.
- Bataller, J.R. y Depape, G., 1950.** Flore Oligocène de Cervera (Catalogne). *An. Esc. Per. Agricol. y Espec. Agrop. y de los Serv. Tec. de Agricult., 9, 60 pp. Barcelona.*
- Berger, A. and Loutre, M.F., 1994.** Astronomical forcing through geological time. In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences (P.L. de Boer & D.G. Smith, eds.). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 19:15-24.*
- Berggren, W.A. and Prothero, D.R., 1992.** Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution: an overview. A: *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (D.R. Prothero & W.A. Berggren, eds.): 1-28. Princeton Univ. Press.*
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Obradovich, J.D. and Swisher III, C.C., 1992.** Toward a revised Paleogene chronostratigraphy. A: *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (D.R. Prothero & W.A. Berggren, eds.): 29-45. Princeton Univ. Press.*

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. and Aubry, M.P., 1995.** A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. (Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P. and Hardenbol, J., eds.). Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. 54: 17-28.
- de Boer, P.L. and Smith, D.G., 1994.** Orbital forcing and cyclic sequences. In: Orbital Forcing and Cyclic Sequences (P.L. de Boer & D.G. Smith, eds.). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment, 19: 1-14.
- Bofill, A., 1897.** Sobre la presencia de *Ancodus Aymardi* en los lignitos de Calaf, provincia de Barcelona; su significación bajo los puntos de vista paleontológico y estratigráfico. Mem. Real Acad. Ciencias y Artes de Barcelona (3), vol I, n. 17: 332-337.
- Boladeras, M., 1982.** Metodología de la ciència. Materials per a una metateoria de la geologia. Publ. eds. Univ. de Barcelona, 64 pp.
- Born, A., 1919.** Das Ebrobecken. Eine Skizze seiner entstehung und seiner geologischen Aufbaus. Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Bd. 42: 610-727.
- Burbank, D.W., Engesser, B., Matter, A. and Weidmann, M., 1992a.** Magnetostratigraphic chronology, mammalian faunas, and stratigraphic evolution of the Lower Freshwater Molasse, Haute-Savoie, France. Eclogae geol. Helv., 85: 399-431.
- Burbank, D.W., Vergés, J., Muñoz, J.A. and Benthams, P., 1992b.** Coeval hindward- and forward-imbicating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. Geol. Soc. of America Bull., 104: 3-17.
- Burbank, D.W., Puigdefábregas, C. and Muñoz, J.A., 1992c.** The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the Pyrenean foreland basin, northeast Spain. Geol. Soc. of America Bull., 104: 1101-1120.
- Cabrera, L., 1983.** Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 443 pp.
- Cabrera, L. y Colombo, F., 1986.** Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (Sistemas de Scala Dei y de Los Monegros). In: Anadón, P. y Cabrera, L. (eds.). Gufa de las excursiones del XI Congr. Esp. de Sediment. Exc. n. 7, 53 pp.
- Cabrera, L. and Sáez, A., 1987.** Coal deposition in carbonate-rich shallow lacustrine systems: the Calaf and Mequinenza sequences (Oligocene, eastern Ebro Basin, NE Spain). Jour. Geol. Soc. London, 144: 451-461.
- Cabrera, L., Colombo, F. and Robles, S., 1985.** Sedimentation and tectonic interrelationships in the Paleogene marginal alluvial systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. 6th Europ. Reg. Meet. I.A.S. Exc. Guidebook, 10: 393-492.
- Cabrera, L., Ferrús, B. and Sáez, A., 1997.** Stratigraphic analysis in low gradient, non marine basins: inferences from closed, lacustrine-swamp related depositional frameworks. 18th Regional European Meeting of Sedimentology. Heidelberg. Abstracts: 95-96.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1992.** A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 97: 13917-13951.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995.** Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., 100: 6093-6095.
- Cavagnetto, C. and Anadón, P., 1996.** Preliminary palynological data on floristic and climatic changes during the Middle Eocene-Early Oligocene of the eastern Ebro Basin, northeast Spain. Review of Palaeobotany and Palynology, 92: 281-305.
- Choi, S.J., 1989.** Les charophytes du bassin potassique catalan (Nord-est de l'Espagne) a la limite Eocène-Oligocène. Paleobiologie continentale, 26: 1-67.
- Choukroune, P. et Seguret, M., 1973.** Presentation d'une carte structurale des Pyrénées. Reunion Ann. Sciences de la Terre. Paris, 133.

- Colom, G., Via, L. y Reguant, S., 1970.** Hallazgo de *Harrisichara lineata* en el yacimiento de Parés (Sant Boi de Lluçanés, Vic). *Acta Geol. Hisp.*, 5: 65-66.
- Colombo, F., 1980.** Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 608 pp.
- Colombo, F., 1986.** Estratigrafía y sedimentología de Paleógeno continental del borde meridional occidental de los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 55-115.
- Colombo, F. y Vergés, J., 1992.** Geometría del margen SE de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el Grupo Scala Dei. Serra de La Llena (Tarragona). *Acta Geol. Hisp.*, 27 (1-2): 33-53.
- Colombo, F., Moya, S., Checa, L., Agustí, J. y Köhler, M., 1995.** Yacimientos de vertebrados en los materiales Paleógenos de la zona de Ulldemolins y Conca de Barberà (Cuenca del Ebro, Tarragona): significado estratigráfico. *Geogaceta*, 17: 31-34.
- Colldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, L., 1994a.** Litoestratigrafía del Eoceno superior-Oligoceno inferior de la zona oriental de la cuenca del Ebro. Sector Igualada-Santa Coloma de Queralt. *Geogaceta*, 15: 55-58.
- Colldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, L., 1994b.** Las relaciones estratigráficas entre los sistemas lacustres y aluviales del sector central del margen suroriental de la cuenca del Ebro. II Congreso del G.E.T. Simposio (I.G.C.P. n. 324): 235-238.
- Colldeforns, B., Anadón, P. y Cabrera, L., 1994c.** Nuevos datos sobre la litoestratigrafía del Eoceno-Oligoceno inferior de la zona suroriental de la Cuenca del Ebro (Sector de Pontils-Montblanc, provincias de Tarragona y Barcelona). *Geogaceta*, 16: 98-101.
- Collinson, D.W., 1983.** *Methods in rock magnetism and paleomagnetism.* Chapman & Hall, London. 503 pp.
- Collinson, M.E. and Hooker, J.J., 1987.** Vegetational and mammalian faunal changes in the early Tertiary of southern England. In: Friis, E.M., Chaloner, W.G. and Crane, P.R., eds. *The origins of Angiosperms and their biological consequences.* Cambridge Univ. Press: 259-304.
- Collombat, H., Rochette, P. and Kent, D.V., 1993.** Detection and correction of inclination shallowing in deep sea sediments using the anisotropy of anhysteretic remanence. *Bull. Soc. géol. France*, 164 (1): 103-111.
- Cox, A. and Doell, R.R., 1960.** Review of Paleomagnetism. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 71: 645-768.
- Cox, A., Doell, R.R. and Dalrymple, G.B., 1963.** Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature* 198: 1049-1051.
- Crusafont, M. et Truyols, J., 1964.** Les mammifères fossiles dans la stratigraphie du Paléogène continental du bassin de l'Ebre (Espagne). *Coll. sur le Paléogène. Mém. B.R.G.M.*, n. 28, vol. II: 735-740.
- Crusafont, M., Golpe, J.M., Gibert, J. et Thaler, L., 1971.** El yacimiento sanoisense de Calaf tres cuartos de siglo después. *Paleontología y Evolución* III: 72-74.
- Cuenca, G., Canudo, J.I., Laplana, C. y Andrés, J.A., 1992.** Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro: ensayo de síntesis. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 127-143.
- Dalloni, M., 1930.** *Etudes géologiques des Pyrénées Catalanes*, 292 pp. Edit. Carbonnel, Alger.
- Dekkers, M.J., 1988.** Some rockmagnetism parameters for natural goethite, pyrrhotite and fine-grained hematite. *Geologica Ultraiectina*, 51: 1-231.
- Demarest, H.H., 1983.** Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data. *J. Geophys. Res.*, 88 (B5): 4321-4328.
- Depape, G. i Bataller, J.R., 1931.** Note sur quelques plantes fossiles de la Catalogne. *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, v. 31, n. 7-8-9, 2ª ep.

- Depéret, Ch., 1898.** Aperçu général sur la bordure nummulitique de Massif ancien de Barcelone, et étude de la faune Oligocene de Calaf. *Bull. Soc. Géol. France* (3), 26: 713-724.
- Depéret, Ch., 1906.** Los vertebrados del Oligoceno inferior de Tárrega. *Mem. Real. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona* (3), t. V, n. 21: 401-451.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Biju-Duval, B., 1986.** Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123: 241-315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989.** Kinematics of the western Mediterranean. In: *Alpine tectonics* (M.P. Cowards, D. Dietrich and R.G. Park, eds.). *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 45: 265-283.
- Dijksman, A.A., 1977.** Geomagnetic reversals as recorded in the Miocene red beds of the Calatayud-Teruel Basin (Central Spain). PhD. Thesis, Utrecht Univ., 156 pp.
- Dunlop, D.J., 1972.** Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 27: 37-55.
- Engesser, B. and Mayo, N.A., 1987.** A biozonation of the Lower Freshwater Molasse (Oligocene and Aagenian) of Switzerland and Savoy on the basis of fossil mammals. *Münchner Geowiss. Abh. (A)*, 10: 67-84.
- Erba, E., Castratorì, D., Guasti, G. and Ripepe, M., 1992.** Calcareous nannofossils and Milankovitch cycles: the example of the Albian Gault Clay Formation (southern England). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 93: 47-69.
- Erba, E. and Premoli Silva, I., 1994.** Orbitally driven cycles in trace-fossil distribution from the Piobbico core (late Albian, central Italy). In: *Orbital Forcing and Cyclic Sequences* (P.L. de Boer & D.G. Smith, eds.). *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 19: 211-225.
- Fahlbusch, V., 1976.** Report on the International Symposium on mammalian stratigraphy of the European Tertiary. *Newsl. Stratigr.*, 5(2/3): 160-167.
- Feist, M., Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F. y Sáez, A., 1991.** La sucesión de flores de Charophytes dans le Tertiaire continental du Bassin de l'Ebre. Comparaison avec la biochronologie des vertébrés. I. Congr. Grupo Español Terciario, Vic. *Comunicaciones*: 120-122.
- Feist, M., Anadón, P., Cabrera, L., Choi, S.J., Colombo, F. and Sáez, A., 1994.** Upper Eocene - Lowermost Miocene charophyte succession in the Ebro Basin (Spain). Contribution to the charophyte biozonation in Western Europe. *Newsl. Stratigr.*, 30 (1): 1-32.
- Fernández Marrón, M.T., 1971.** Estudio paleoecológico y revisión sistemática de la flora fósil del Oligoceno español. Tesis doctoral. *Publ. Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, (A)*, 152: 1-177.
- Fernández Marrón, M.T., 1973a.** Reconstrucción del paleoclima del yacimiento oligocénico de Sarreal (Tarragona), a través del estudio morfológico de los restos florales. *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 71: 237-242.
- Fernández Marrón, M.T., 1973b.** Nuevas aportaciones a la sistemática y paleoecología de la flora oligocena de Sarreal (Tarragona). *Estudios geol.*, 29: 157-170.
- Ferrando, P., 1912.** Roca eruptiva de Fraga y lignito de Mequinenza. *B.R. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, p. 550, t. 12. Madrid.
- Ferrando, P., 1922.** Sobre un yacimiento oligoceno en la Cuenca del Ebro. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 22: 386.
- Ferrando, P., 1934.** Fisiografía del Oligoceno de la Cuenca del Ebro. *Rev. Acad. Cien. Zaragoza*, t.17: 93-110.
- Ferrer, J., 1971.** El Paleoceno y Eoceno del borde sur-oriental de la depresión del Ebro (Cataluña). *Schweiz Paläont. Abh.*, 90: 1-70. Basel.

- Fischer, A.G. and Bottjer, D.J., 1991.** Orbital Forcing and sedimentary sequences. *J. Sedim. Petrol.*, vol. 61 (7): 1063-1069).
- Fischer, A.G., Herbert, T.D., Napoleone, G., Premoli-Silva, I. and Ripepe, M., 1991.** Albian pelagic rhythms (Piobbico core). *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (7): 1164-1172.
- Fisher, R.A., 1953.** Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London*, A-217: 295-305.
- Flynn, J.J. and Swisher, C.C., 1995.** Cenozoic South American land mammal ages: correlation to global geochronologies. A: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol, eds. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic correlation*, SEPM Special Publ. 54: 317-333.
- Freeman, R., 1983.** The magnetization of some pelagic tethyan limestones. PhD. Thesis, Institut für Geophysik, ETH, Zurich: 1-186.
- Freudenthal, M., 1997.** Paleogene rodent faunas from the province of Teruel (Spain). International congress on "Cenozoic mammalian biochronology of Europe and related areas", Abstract: 56, Montpellier (France).
- Friend, P.F., Brazier, S.A., Cabrera, L., Feistner, K.W.A. and Shaw, J., 1988-89.** Magnetic reversal stratigraphy in the Late Oligocene succession of the Ebro Basin, near Fraga, Province of Huesca, Northern Spain. *Cuad. Geol. Ibérica*, 12: 121-130.
- Garcés, M., 1995.** Magnetoestratigrafía de las sucesiones del Mioceno medio y superior del Vallés Occidental (Depresión del Vallés-Penedés, NE de España): Implicaciones biocronológicas y cronoestratigráficas. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, 337 pp.
- Garcés, M., Parés, J.M. and Cabrera, L., 1996a.** Further evidence for inclination shallowing in red beds. *Geophys. Res. Lett.*, 23 (16): 2065-2068.
- Garcés, M., Parés, J.M. and Cabrera, L., 1996b.** Inclination error linked to sedimentary facies in Miocene detrital sequences from the Vallés-Penedés Basin (NE Spain). In: Morris, A. and Tarling, D.H. (eds), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region*, Geological Society Special Publication, 105: 91-99.
- Garcés, M., Agustí, J., Cabrera, L., and Parés, J.M., 1996c.** Magnetostratigraphy of the Vallesian (late Miocene) in the Vallés-Penedès Basin (northeast Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 142: 381-396.
- Garcés, M., Agustí, J. and Parés, J.M., 1996d.** Late Pliocene Continental chronology from the Guadix-Baza basin (Betics, Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 146 (3-4): 677-687.
- Gibert, J. y Agustí, J., 1979.** Insectívoros (Nyctitheriidae, Soricidae, Apatemyidae) del Paleógeno catalán. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 347-350.
- Golpe, J.M., 1971.** Datos sobre el yacimiento estampiense de El Talladell, cerca de Tárrega. *Paleontología y Evolución*, vol. III: 66-71.
- Gómez Expósito, M., 1997.** Estil de plegament i deformació alpina de la Serra de Miramar i l'acabament NE de les muntanyes de Prades. Tesis de licenciatura, Univ. de Barcelona, 97 pp.
- Gomis Coll, E., 1997.** Precisión sobre la magnetoestratigrafía de las sucesiones del Oligoceno superior-Mioceno inferior en los valles del Cinca, Segre y Ebro (sector SE de la Cuenca del Ebro, provincias de Lleida, Zaragoza y Huesca). Tesis de licenciatura, Univ. de Barcelona, 94 pp.
- González Lasala, J., 1856.** Nota sobre el combustible de Mequinenza. *Rev. Minera*, Madrid.
- Graham, J.W., 1949.** The paleomagnetism of the Lupata Alkaline Volcanics. *J. Geophys. Res.*, 54: 131-167.
- Guimerà, J., 1984.** Paleogene evolution of deformation in the northeastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, 121: 413-420.
- Guimerà, J. and Alvaro, M., 1990.** Structure et évolution de la compression alpine dans la chaîne ibérique et la chaîne cotière catalane (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, Series 8, VI, No. 2: 339-348.

- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987.** Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1167.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G. and Walters, R., 1982.** A Geologic Time Scale. Cambridge Univ. Press., Cambridge, U.K.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G., 1990.** A geologic time scale 1989. Cambridge University Press: 263 pp.
- Hartenberger, J.L., 1969.** Les Pseudosciuridae (Mammalia, Rodentia) de l'Eocène moyen de Bouxwiller, Egerkingen et Lissieu. *Paleovertebrata*, 3 (2): 27-61.
- Hartenberger, J.L., 1973.** Etude systématique des Theridomyoidea (Rodentia) de l'Eocène supérieur. *Mém. Soc. Géol. France. Nouv. Ser.*, 117: 1-76.
- Hartenberger, J.L., 1986.** Crises biologiques en milieu continental au cours du Paléogène: exemple des mammifères d'Europe. *Bull. Centr. Rech., Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10: 489-500.
- Hilgen, F.J., Krijgsman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santarelli, A. and Zachariasse, W.J., 1995.** Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 136: 495-510.
- Hooker, J.J., 1992.** Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate and deep-water history: the terminal Eocene event ? A: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (D.R. Prothero & W.A. Berggren, eds.): 160-177. Princeton Univ. Press.
- Jelinek, V., 1981.** Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, 79: 563-567.
- Keigwin, L. and Keller, G., 1984.** Middle Oligocene cooling from equatorial Pacific DSDP Site 77B. *Geology*, 12: 16-19.
- Kempf, O., Bolliger, T., Kälin, D., Engesser, B. and Matter, A., 1997.** Magnetostratigraphic calibration of Oligocene to Miocene mammal biozones of the north Alpine Foreland Basin. International congress on "Cenozoic mammalian biochronology of Europe and related areas", Abstract: 69, Montpellier (France).
- Kirschvink, J.L., 1980.** The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 62: 699-718.
- Kodama, K.P., 1997.** A successful rock magnetic technique for correcting paleomagnetic inclination shallowing: Case study of the Nacimiento Formation, New Mexico. *J. Geophysical Research*, vol. 102, n. B3: 5193-5205.
- Krijgsman, W., Langereis, C.G., Daams, R. and van der Meulen, A.J., 1994.** Magnetostratigraphic dating of the middle Miocene climate change in the continental deposits of the Aragonian type area in the Calatayud-Teruel basin (Central Spain). *Earth Planet. Sci. Lett.* 128: 513-526.
- Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Langereis, C.G., Santarelli, A. and Zachariasse, W.J., 1995.** Late Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Mediterranean. *Earth Planet.Sci.Lett.*, 136: 475-494.
- Krijgsman, W., Duermeijer, C.E., Langereis, C.G., de Bruijn, H., Saraç, G. and Andriessen, P.A.M., 1996a.** Magnetic polarity of late Oligocene to middle Miocene mammal-bearing continental deposits in Central Anatolia (Turkey). *Newsl. Stratigr.*, 34 (1): 13-29.
- Krijgsman, W., Garcés, M., Langereis, C.G., Daams, R., van Dam, J., van der Meulen, A.J., Agustí, J. and Cabrera, L., 1996b.** A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 142: 367-380.
- Krijgsman, W., Delahaije, W., Langereis, C.G. and de Boer, P.L., 1997.** Cyclicity and NRM acquisition in the Armanes section (Miocene, Spain): Potential for an astronomical polarity time scale for the continental record. *Geophysical Research Letters*, 24 (9): 1027-1030.

- Krs, M., Krsová, M., Pruner, P., Zeman, A., Novák, F. and Jansa, J., 1990.** A petromagnetic study of Miocene rocks bearing micro-organic material and the magnetism mineral greigite (Solokov and Cheb basins, Czechoslovakia). *Phys. Earth Planet. Int.*, 63: 98-112.
- Krs, M., Novák, F., Krsová, M., Pruner, P., Kouklíková, L. and Jansa, J., 1992.** Magnetic properties and metastability of greigite-smythite mineralisation in brown-coal basins of the Krúsné hory Piedmont, Bohemia. *Phys. Earth Planet. Int.*, 70: 273-287.
- LaBrecque, J.L., Kent, D.V. and Cande, S.C., 1977.** Revised magnetic polarity time-scale for the Late Cretaceous and Cenozoic time. *Geology* 5: 330-335.
- Legendre, S., 1987.** Les immigrations de la "Grande Coupure" sont-elles contemporaines en Europe occidentale ? *Müchn. Geowiss. Abh. (A)*, 10: 141-148.
- Legendre, S. and Hartenberger, J.L., 1992.** The evolution of mammalian faunas in Europe during the Eocene and Oligocene. A: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (D.R. Prothero & W.A. Berggren, eds.): 516-528. Princeton Univ. Press.
- Leveque, F., 1992.** Confrontations des données biochronologiques et magnétostratigraphiques dans les gisements continentaux du Paléogène européen. Etalonnage temporel de l'échelle biochronologique mammalienne. PhD. Thesis Univ. Montpellier II, 249 pp.
- Leveque, F., 1993a.** Correlating the Eocene-Oligocene mammalian biochronological scale from SW Europe with the marine magnetic anomaly sequence. *Jour. Geol. Soc. London*, 150: 661-664.
- Leveque, F., 1993b.** Magnetostratigraphic studies of Paleogene continental from Western Europe. EUG VII, Abstract supplement No. 1 to Terra Nova, 5: 78.
- Leveque, F. and Sen, S., 1991.** Polarité magnétique de remplissages karstiques paléogènes du Quercy (Sud-Ouest de la France). *C. R. de l'Académie des Sciences, Paris*, 312: 1431-1438.
- Livermore, R.A. and Smith, A.G., 1985.** Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean. In: *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, ed. D.J. Stanley & F.G. Wezel: 84-98. Springer-Verlag, Berlin.
- López Blanco, M., 1996.** Estratigrafia secuencial de sistemas deltaicos en cuencas de antepaís: ejemplos de Sant Llorenç del Munt, Montserrat y Roda (Paleógeno, cuenca de antepaís surpirenaica). Tesis doctoral. Univ. de Barcelona, 238 pp.
- Losantos, M., Aragonés, E., Beràstegui, X., Palau, J. i Puigdefàbregas, C., 1989.** Mapa geològic de Catalunya 1:250.000. Servei Geològic de Catalunya.
- Lowrie, W., 1990.** Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, 17 (2): 159-162.
- Luzón, A., 1994.** Los materiales del tránsito Oligoceno superior-Mioceno inferior del sector centro-oriental de la Depresión del Ebro: Análisis estratigráfico e interpretación evolutiva. Tesis de licenciatura, Univ. de Zaragoza, 259 pp.
- Marín, A., 1926.** Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca terciaria del Ebro. *Bol. IGME*, t. 47: 113-127.
- Marín, A., 1945.** La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales. *Bol. IGME*, t. 57: 7-57.
- Massachs, V., Crusafont, M. & Villalta, J.F., 1954.** Sur l'âge du gisement potassique de la Catalogne. *C.R. Somm. Soc. Géol. France*, 13: 304-305.
- McElhinny, M.W., 1964.** Research note statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 8: 338-340.
- McFadden, P.L. and Jones, D.L., 1981.** The fold test in paleomagnetism. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 67: 53-58.
- McFadden, P.L. and McElhinny, M.W., 1990.** Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophys. J. Int.*, 103: 725-729.

- Mein, P., 1975.** Résultats du Groupe de Travail des Vertébrés. In: Report on Activity of R.C.M.N.S. Working Group Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Bratislava. (Senes, J. editor): 78-81.
- Merrill, R.T., McElhinny, M.W. and McFadden, Ph. L., 1996.** The Magnetic Field of the Earth. Int. Geophysics Series, vol. 63. Academic Press, 531 pp.
- Miall, A.D., 1996.** The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. Springer-Verlag, 582 pp.
- Miller, K.G., 1992.** Middle Eocene to Oligocene stable isotopes, climate, and deep-water history: the terminal Eocene event ? In: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (Prothero, D.R. and Berggren, W.A., eds.): 160-177. Princeton Univ. Press.
- Miller, K.G., Wright, J.D. and Fairbanks, R.G., 1991.** Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. *J. Geophysical Research*, 96: 6829-6848.
- Montanari, A., Deino, A.L., Drake, R.E., Turrin, B.D., DePaolo, D.J., Odin, G.S., Curtis, G. H., Alvarez, W. and Bice, D., 1988.** Radioisotoping dating of the Eocene-Oligocene boundary in the pelagic sequences of the northeastern Apennines. A: Premoli-Silva, I., Coccioni, R. and Montanari, A., eds. The Eocene-Oligocene Boundary in the Marche-Umbria Basin (Italy). International Subcommission Pleistocene Stratigraphy, Eocene/Oligocene Boundary Meeting, Ancona, SPec. Publ: 195-208.
- Muñoz, J.A., Martínez, A. and Vergés, J., 1986.** Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8: 399-405.
- Obradovich, J.O., Dockery, D.D. and Swisher III, C.C., 1993.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages bentonites in the upper part of the Yazoo Formation (upper Eocene), west-central Mississippi. *Mississippi Geology*, 14: 1-9.
- Ogg, J.G., Steiner, M.B., Oloriz, F. and Tavera, J.M., 1984.** Jurassic stratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.* 71: 147-162.
- Olsen, H., 1994.** Orbital forcing on continental depositional systems -lacustrine and fluvial cyclicity in the Devonian of East Greenland. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 19: 429-438.
- Oms, O., Garcés, M., Parés, J.M., Agustí, J., Anadón, P. and Julià, R., 1994.** Magnetostratigraphic characterization of a thick lower Pleistocene sequence from the Baza basin (Betic chain, Southern Spain). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 85 (1-2): 173-180.
- Oms, O., Dinarés, J. y Parés, J.M., 1996.** Resultados paleomagnéticos iniciales de la sección plio-pleistocena de Fuente Nueva (Cuenca de Guadix-Baza, Cordilleras Béticas). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (1-2): 89-95.
- Opdyke, N.D., 1990.** Magnetic stratigraphy of Cenozoic Terrestrial sediments and Mammalian dispersal. *Journal of Geology*, 98: 621-637.
- Opdyke, N.D. and Henry, K.W., 1969.** A test of the Dipole Hypothesis. *Earth Planet. Sci. Let.*, 6: 139-151.
- Opdyke, N.D. and Chanell, J.E.T., 1996.** Magnetic stratigraphy. Academic Press, San Diego (CA). USA, 346 pp.
- Opdyke, N.D., Mein, P., Moissenet, E., Pérez González, R.A., Lindsay, E. and Petko, M., 1990.** The magnetic stratigraphy of the upper Turolian of the Cabriel basin, Spain. In: European Neogene Mammal Chronology, E. Lindsay, V. Falhbusch and P. Mein, eds. Nato Series A: 507-514. Plenum, New York.
- Opdyke, N.D., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. and Norton, V.L., 1997.** Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Paleo., Paleo., Paleoecology*, 133 (3-4): 129-148.
- Parés, J.M., 1988.** Dades paleomagnètiques del NE de la placa Ibèrica: implicacions tectòniques. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, 378 pp.

- Parés, J.M., Banda, E. and Santanach, P., 1988.** Paleomagnetic results from the southeastern margin of the Ebro Basin (northeastern Spain): evidence for a Tertiary clockwise rotation. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 55: 267-282.
- Pascual, J.O. y Parés, J.M., 1990.** Estudio preliminar de los materiales comprendidos en el tránsito Eoceno-Oligoceno en el borde SE de la cuenca del Ebro. *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4): 323-333.
- Pascual, J.O., Parés, J.M., Langereis, C.G., Zijdeveld, J.D.A., 1992.** Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Ilerdian stratotype at Tremp, Spain. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 74 (3-4): 139-157.
- Pekar, S. and Miller, K.G., 1996.** New Jersey Oligocene Icehouse sequences (ODP Leg 150X) correlated with global $\delta^{18}O$ and Exxon eustatic records. *Geology*, v. 24, n. 6: 567-570.
- Picó, P. i Martín Closas, C., 1996.** Estudi tafonòmic de la flora oligocènica de Sarra. *Treb. Cent. Hist. Nat. Conca de Barberà*, 1: 285-286.
- Pitman, W. and Talwani, M., 1972.** Sea floor spreading in the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83: 619-646.
- Plint, A.G., 1988.** Global eustacy and the Eocene sequence in the Hampshire Basin, England. *Basin Res.*, 1: 11-22.
- Prothero, D.R. and Berggren, W.A., 1992.** Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. Princeton Series in Geology and Paleontology. Princeton University Press. 568 pp.
- Prothero, D.R. and Swisher, C.C., 1992.** Magnetostratigraphy and geochronology of the terrestrial Eocene-Oligocene transition in North America. In: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (Prothero, D.R. and Berggren, W.A., eds.): 46-73.
- Puigdefàbregas, C. and Souquet, P., 1986.** Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129: 173-203.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. and Marzo, M., 1986.** Thrust belt development in the Eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: Allen Ph. and Homewood, P. (eds.). *Foreland basins. Spec. Publ. I.A.S.*, 8: 229-246.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. and Vergés, J., 1992.** Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. In: *Thrust tectonics*, K.R. McClay (Editor): 247-254.
- Quirantes, J., 1966.** Estudio sedimentològic de las calizas del Terciario continental del Ebro. *Bol. Inst. Est. Asturianos*, n. 14. Oviedo.
- Quirantes, J., 1978.** Estudio sedimentològic y estratigràfic del Terciario continental de Los Monegros. Tesis Doct. Univ. de Granada. Ed. Depto. Sed. y Suelos, C.S.I.C.: 117 pp.
- Ramírez del Pozo, J., Riba, O. y Maldonado, A., 1975a.** Mapa Geològic de España, E. 1:50.000. Hoja n. 362: Calaf. IGME-Serv. Publ. Min. Industria.
- Ramírez del Pozo, J., Riba, O. y Maldonado, A., 1975b.** Mapa Geològic de España, E. 1:50.000. Hoja n. 330: Cardona. IGME-Serv. Publ. Min. Industria.
- Riba, O., 1967.** Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.* 1: 1-6.
- Riba, O., 1971.** Mapa geològic de España (1:200.000), nº 33, "Lérida", 31 pp. IGME. Madrid.
- Riba, O., 1973.** Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Prepirineo catalán), ensayo de interpretación evolutiva. *Acta Geol. Hisp.*, 8 (3): 90-99.
- Riba, O., Reguant, S. and Villena, J., 1983.** Ensayo de síntesis estratigràfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. IGME, Libro Homenaje a J. Ríos, t. II: 131-159.
- Ripepe, M., 1988.** Stratabase: a stratigraphical database and processing program for microcomputers. *Computers & Geosciences*, 14 (3): 369-375.

- Riveline, J., 1986.** Les Charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale. CNRS, Cahiers de Paléontologie, 227 pp.
- Roca, E., 1992.** L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, 330 pp.
- Roest, W.R. and Srivastava, S.P., 1991.** Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to present. *Geology*, 19: 623-616.
- Rosell, J., Julià, R. y Ferrer J., 1966.** Nota sobre la estratigrafia de unos niveles con carófitas existentes en el tramo rojo de la base del Eoceno al S. de los Catalánides (provincia de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, 1: 17-20.
- Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A. and Santiesteban, C., 1997.** Role of extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (4): 431-448.
- Saenz, C., 1942.** Estructura general de la Cuenca del Ebro. *Est. Geogr.* 3, n. 7: 249-269.
- Sáez, A., 1987.** Estratigrafia y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, 353 pp.
- Sáez, A. y Riba, O., 1986.** Depósitos aluviales y lacustres paleógenos del margen pirenaico catalán de la Cuenca del Ebro. En: P. Anadón y L. Cabrera, eds. *Guía de las excursiones del XI Cong. Esp. de Sedimentología*, 6: 29 pp.
- Salas, R. and Casas, 1993.** Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228: 33-55.
- Sampelayo, P.H. y Bataller, J.R., 1944.** Tryonix marini. Tortuga nueva del Oligoceno leridano. *Not. y Com. del IGME*, 13: 3-11.
- Sans, M. and Vergés, J., 1995.** Fold development related to contractional salt tectonics: southeastern Pyrenean thrust front, Spain. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts and S. Snelson (eds.). *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir 65: 369-378.
- Sanz de Siria, A., 1988.** Els cormòfits. *Història Natural dels Països Catalans*, vol. 15. Registre fòssil: 151-196. Ed. Enciclopèdia Catalana.
- Sanz de Siria, A., 1992.** Estudio de la macroflora oligocénica de las cercanías de Cervera (Colección Martí Madem del Museo de Geología de Barcelona). *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 2: 269-379.
- Savage, D.E. and Russell, D.E., 1983.** Mammalian paleofaunas of the world. Reading Mass., Addison Wesley Publ. Company: 432 pp.
- Saviron, P., 1911.** Nota sobre los carbonos minerales de Mequinenza (Zaragoza). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 11: 305-306.
- Savostin, L.A., Sibuet, J.C., Zonenshain, L.P., Le Pichon, X. and Roulet, M.J., 1986.** Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. *Tectonophysics*, 123: 1-35.
- Schmidt-Kittler, N., 1987.** European Reference Levels and correlation tables. In: International Symposium on Mammalian Biostratigraphy and Paleocology of the European Paleogene, Mainz, February 18th-21st. 1987. (N. Schmidt-Kittler, ed.). *Münchener Geowis. Abh.*, 10: 13-31.
- Schlunegger, F., Burbank, D.W., Matter, A., Engensser, B. and Mödden, C., 1996.** Magnetostratigraphic calibration of the Oligocene to Middle Miocene (30-15 Ma) mammal biozones and depositional sequences of the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 89, (2): 753-788.
- Séguret, M., 1972.** Étude tectonique des Nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Publ. USTELA, Sér. Geol. Struct.*, 2: 1-155. Montpellier.

- Sen, S., 1990.** Hipparion datum and its chronologic evidence in the Mediterranean area. In: European Neogene Mammal Chronology. Plenum Press, New York and London: 495-514.
- Serra-Kiel, J. and Travé, A., 1995.** Lithostratigraphic and chronostratigraphic framework of the Bartonian sediments in the Vic and Igualada areas. In: A. Perejón and P. Busquets (eds). VII International Symposium on fossil Cnidaria and Porifera. Bioconstructions of the Eocene South Pyrenean Foreland Basin (Vic and Igualada areas) and of the Upper Cretaceous South Central Pyrenees (Tresp area). Field trip C: 11-14.
- SGC (inèdit).** Fulla 415-2-2 (Montmaneu). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 416-1-1 (Sarrocà). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 416-1-2 (Maials). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 416-2-1 (Castelldans). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 416-2-2 (La Granadella). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 417-1-1 (Cervià de les Garrigues). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 443-2-1 (Almatret). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 443-2-2 (La Pobla de Massaluça). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 470-2-1 (La Fatarella). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 470-2-2 (Gandesa). M.G.C. 1/25.000.
- SGC (inèdit).** Fulla 471-1-1 (Móra d'Ebre). M.G.C. 1/25.000.
- Smith, A.G., 1996.** Cenozoic latitudes, positions and topography of the Iberian Peninsula. In: Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics. (Friend, P.F. y Dabrio, C., eds.) World and Regional Geology 6: 6-8. Cambridge Univ. Press.
- Solé, N. y Porta, J., 1979.** Contribución a la palinología del Oligoceno de la región de Calaf (Barcelona). Acta Geol. Hisp., 14: 351-353.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J. and Macnab, R., 1990.** Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics, 184: 229-260.
- Stehlin, H.G., 1909.** Remarques sur les faunules de mammifères des couches éocènes et oligocènes du bassin de Paris. Bull. Soc. géol. France (4), 9: 488-520.
- Steiner, M.B., Ogg, J., Meléndez, G. and Sequeiros, L., 1985.** Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguillon, Iberian Cordillera, northern Spain. Earth Planet. Sci. Lett. 76: 151-166.
- Steiner, M.B., Ogg, J. and Sandoval, J., 1987.** Jurassic magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey, Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, southern Spain). Earth Planet. Sci. Lett. 82: 357-372.
- Steininger, F.F., 1994.** Proposal for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the Base of the Neogene (the Paleogene/Neogene boundary), International Commission on Stratigraphy, Subcommission on Neogene Stratigraphy; Working Group on the Paleogene/Neogene Boundary, Vienna. Institute for Paleontology, University of Vienna, 41 pp.
- Suppe, J., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E. and Vergés, J., 1997.** Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees. J. Struct. Geol., 19 (3-4): 443-461.
- Tauxe, L., Monaghan, M., Drake, R., Curtis, G. & Staudigel, H., 1985.** Paleomagnetism of Miocene East African rift sediments and the calibration of the geomagnetic reversal time scale. J. Geophys. Res., 90 (B6): 4639-4646.

- Thaler, L., 1962.** Premiers résultats d'une recherche systématique des dents de Rongeurs par lavage de marnes de l'Oligocène en Bas Languedoc. C.R. Som. Soc. Géol. France, 10: 315 pp.
- Thaler, L., 1966.** Les Rongeurs fossiles de Bas-Languedoc dans leurs reports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. Mém. Mus. Nat. N. S., Ser. C, 17: 1-295.
- Thaler, L., 1972.** Datation, zonation et Mammifères. Mém. Bur. R. Géol. Min. France, 77: 411-424.
- Tobien, H., 1987.** The position of the "Grande Coupure" in the Paleogene of the Upper Rhine Graben and the Mainz Basin. Münch. Geowiss. Abh. (A), 10: 197-202.
- Truyols, J. y Crusafont, M., 1961.** Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tárrega. Notas y Com. I.G.M.E., 61: 99-108.
- Turner, P., Hirst, J.P.P. and Friend, P.F., 1984.** A palaeomagnetic analysis of Miocene fluvial sediments at Pertusa, near Huesca. Ebro Basin, Spain. Geol. Mag., 121: 279-290.
- Unay, E. and Bruijn, H. de., 1987.** Middle Oligocene to Early Miocene rodent assemblages from Turkey, a preliminary report. Münchner Geowiss. Abh. (A), 10: 203-21.
- Van der Voo, R., 1990.** Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions. Rev. Geophys., 28: 167-206.
- Van der Voo, R., 1993.** Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge Univ. Press, 411 pp.
- Vergés, J., 1993.** Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central. Evolució cinemàtica en 3D. Tesi doctoral, Univ. de Barcelona, 203 pp.
- Vergés, J. and Muñoz, J.A., 1990.** Thrust sequences in the southern central Pyrenees. Bull. Soc. géol. France, (8), VI, n. 2: 265-271.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. and Martínez, A., 1992.** South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. In: Thrust tectonics, K.R. McClay (Editor): 255-264.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaaulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Giménez-Montsant, J., in press.** Subsidence and tectonic evolution of the SE Pyrenean foreland basin. Geological Society of London, Special volume.
- Vianey-Liaud, M., 1976.** L'évolution des Rongeurs à l'Oligocène en Europe occidentale. Thèse doctorale, Univ. de Montpellier, 456 pp.
- Vianey-Liaud, M., 1979.** Evolution des Rongeurs à l'Oligocène en Europe occidentale. Palaeontographica, Abt. A., 166: 136-236.
- Vidal, L.M. y Deperet, Ch., 1906.** Contribución al estudio del Oligoceno en Cataluña. Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona, 3ª serie, t. 5, n. 19: 311-345.
- Wolfe, J.A., 1992.** Climatic, floristic, and vegetational changes near the Eocene/Oligocene boundary in North America. In: Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution (Prothero, D.R. and Berggren, W.A., eds.): 421-436.
- Woodburne, M.O. and Swisher, C.C., 1995.** Land Mammal high-resolution geochronology, intercontinental overland dispersals, sea level, climate and vicariance. A: W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry and J. Hardenbol, eds. Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic correlation, SEPM Special Publ. 54: 335-364.
- Zijderveld, J.D.A., 1967.** Demagnetization of rocks: Analysis of results. In: D.W. Collinson et al. (Editors). Methods in Paleomagnetism: 254-286. Elsevier, N.Y.