

L'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA A LES CADENES COSTANERES CATALANES

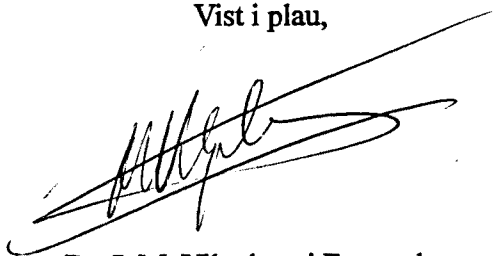
Eulàlia Masana

*Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia
Universitat de Barcelona*

1995

Tesi presentada per Eulàlia Masana Closa
per a optar al grau de doctor en geologia
Barcelona, Setembre de 1995

Vist i plau,



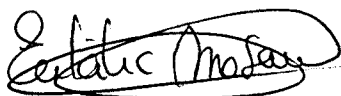
Dr. J. M. Vilaplana i Fernandez
Director de la tesi

Vist i plau,



043 MASANA CLOSA
Dr. J. Guimerà i Rosso
Director de la tesi

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC



Eulàlia Masana Closa

AGRAÏMENTS

Vull fer servir aquestes línies per a mostrar el meu agraïment a les persones que, d'una manera o altra han col·laborat en l'elaboració d'aquest treball i sense les quals aquest no s'hagés pogut realitzar.

En primer lloc agraeixo el seguiment, la discussió i les correccions dels meus directors de tesi, en Nué Vilaplana i en Joan Guimerà. Les empentes, en el bon sentit de la paraula, que m'han anat donant durant el període en que he treballat en aquesta tesi han estat decisives.

Molt especialment, agraeixo al Pere Santanach l'interès i la participació que ha tingut en aquesta tesi, tant en l'aportació d'idees com en el treball ras.

El treball de camp, ha resultat molt més enriquidor quan he estat acompanyada. A banda dels que ja he mencionat, l'hi ho agraeixo a l'Àlvaro Arasa, amb qui he compartit afloraments, discussió i consells des de la realització de la tesina. Al Ramon Julià, que molt pacientment m'ha assessorat en temes de sòls calcaris i que m'ha acompanyat al camp en diverses ocasions que recordo com molt instructives. Al Ferran Colombo, que va contribuir a la interpretació de les rases de Mont-roig i de l'Almadrava. També, al Carles Loaso, que em va mostrar afloraments interessants a la fossa del Baix Ebre.

M'ha resultat imprescindible la col·laboració del Pere Santanach, el Jaume Bordonau, la Rosa Mata, l'Anna Caseras i, el Francesc Farrés en el treball de la rasa de Mont-roig, ja sigui en l'anàlisi de la rasa, com és el cas dels primers, com en la poc agraïda tasca de controlar les caigudes de pedres i terra a l'esvoranc mentre jo hi treballava. Per altra banda la realització de la rasa no hagés estat possible sense el permís del senyor Medina, que alhora s'ha mostrat molt interessat en els treballs.

He d'agraïr les facilitats en la consulta de dades per part del Servei Geològic; de especial consideració al Xarier Goula, la Teresa Susagna, la Carme Olivera i al Jorge Fleto. Del Servei, no puc de cap manera deixar de mencionar a la Sara Figueras, que tant pacientment va fer-me entenedores algunes qüestions sobre els paràmetres físics dels terratrèmols i que va mostrar un gran interès pels aspectes geològics del seu estudi, a Granada.

L'accés a les dades de subsòl del Camp de Tarragona i del Baix Ebre m'ha estat facilitat sobretot pel Dr. Bayó, de la Junta d'Aigües de Catalunya, que amb l'exposició i discussió d'algunes hipòtesis pròpies sobre l'activitat tectònica recent a la zona del Baix Ebre, ha demostrat el seu interès pel tema i ha contribuït en gran manera a aquesta tesi.

Agraïixo especialment a la Junta d'Aigües de Tortosa l'accés a les dades de subsòl de la zona.

M'han estat especialment interessants les discussions generades en el marc del projecte de neotectònica organitzades per l'Emma Suriñach, sobretot pel que fa als temes de GPS, i de nivellació d'Alta Precisió. en aquest sentit vull agrair l'intercanvi d'informació amb el Jordi Giménez.

També vull mencionar en aquest apartat d'agraïments, als dos "quasi-topògrafs" -ara ja ho deuen ser- amb qui he compartit jornades de camp i de discussió a la facultat. Espero que ells hagin après tant com jo del treball que hem realitzat plegats.

La curta visita que vaig fer al grup de tectònica de Saragossa, especialment els exemples de camp que ens mostrà el Dr. Arlegui, i les discussions sobre el terreny amb el Dr. Simón-Gómez i el Dr. Casas, m'han introduït a l'anàlisi de les diàclasis.

No podria de cap manera oblidar l'aportació tant a nivell geològic com personal que ha constituït l'amistat amb el Pedro Alfaro amb qui he avançat paral·lament en el món de la neotectònica des de l'inici de la tesi. Per tot el temps compartit, des d'Alacant, passant pels viatges a Itàlia, Saragossa, Granada i Barcelona.

Al Jordi Corbera li agraïixo les seves valuoses aportacions i precisions en l'anàlisi de fractals.

Al Xavier Barberà li agraïixo la informació que em va facilitar respecte els afloraments pliocens del Baix Llobregat.

A l'Alex i el Jordi, del Servei Científic-tècnic, els agraïixo les seves explicacions sobre les possibilitats i el maneig del programa IMAT, així com l'ajut pràctic quan ha estat necessari.

Agraïixo, amb coneixement de causa, la paciència que han demostrat el Teo, la Berta, el Pep i el Joan en la digitalització d'alguns dels dibuixos més complicats.

El que és clar és que no hagués aguantat quatre anys treballant en la tesi sense la companyia i la complicitat amb el companys de departament i facultat. Gràcies per tot, Eduard, Bernat, Maura, Jaume, Raimon, Carles, Josep, Jaume, Josep M^o, Jordi, Mireia, Eulàlia, Ramon, Glòria, Françoise, M^o José, Isa, Judit, Rosa i els que em deixo.

Vull remarcar la companyia que m'han fet l'Aida, la Beti, la Maite, el Pau i l'Higinio a les bones hores del demati, així com els greus problemes de portes, papers, plantes seques i un llarg etc que m'han solucionat com si res.

Amb molt d'èmfasi, vull destacar el recolzament que he rebut en tot moment dels pares, de la Roser, del Jep i de la família en general. També dels amics, els de la colla maca i els altres, que encara ara no entenen el perquè de molts dels sacrificis que els sembla que he fet però que encara no em miren com si em faltés un bull.

Per acabar, vull mostrar el més profund agraïment al Francesc, que ha descansat quan jo he descansat.

A tots, gràcies.

1. INTRODUCCIÓ	1
1.1. PRESENTACIÓ.....	3
1.2. OBJECTIUS.....	5
1.3. MÈTODE I TÈCNiques.....	7
1.4. SITUACIÓ GEOGRÀFICA.....	11
1.5. SITUACIÓ GEOLÒGICA.....	13
1.5.1. LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL. UNITATS I EVOLUCIÓ.....	13
1.5.2. ESTRUCTURA I EVOLUCIÓ DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.....	21
1.5.3. LA SERRALADA IBÈRICA.....	23
1.5.4. LA ZONA ESTUDIADA: LES CADENES COSTANERES CATALANES.....	27
1.5.4.1. LA CADENA COSTANERA CATALANA.....	27
1.5.4.2. LA ZONA D'ENLLAÇ.....	32
1.6. ANTECEDENTS.....	33
1.6.1. TREBALLS AMB INFORMACIÓ NEOTECTÒNICA REFERENT A LES CADENES COSTANERES CATALANES.....	33
1.6.2. LA NEOTECTÒNICA DE LES ZONES VEÏNES.....	35
1.6.2.1. LA ZONA ORIENTAL DE LA SERRALADA BÈTICA.....	35
1.6.2.2. LA SERRALADA IBÈRICA.....	36
1.6.2.3. LA CONCA DE L'EBRE.....	36
1.6.2.4. ELS PIRINEUS.....	37
 2. ANÀLISI DELS INDICADORS GEOMORFOLÒGICS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA	 39
2.1. INTRODUCCIÓ.....	45
2.2. FRONTS MUNTANYOSOS.....	49
2.2.1. INTRODUCCIÓ.....	49
2.2.2. CONCEPTES I MÈTODE EN L'ANÀLISI DE FRONTS MUNTANYOSOS.....	53
2.2.2.1. SINUOSITAT.....	53
2.2.2.2. FACETES TRIANGULAS I PEDIMENTS.....	55
2.2.2.3. DRENATGE DEL FRONT.....	59

2.2.2.4.	PERFILS TOPOGRÀFICS PERPENDICULARS AL FRONT.....	61
2.2.3.	ELS FRONTS MUNTANYOSOS AMB INDICIS MORFOLÒGICS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA A LES CADENES COSTANERES CATALANES	65
2.2.3.1.	EL FRONT DEL BAIX EBRE.....	67
2.2.3.2.	EL FRONT DE LA FALLA DEL CAMP	82
2.2.3.3.	EL FRONT DEL MONTSENY	101
2.2.3.4.	EL FRONT DEL PLA DEL BURGAR.....	109
2.2.4.	FRONTS MUNTANYOSOS NO NEOTECTÒNICS.....	112
2.2.5.	ANÀLISI DE FRACTALS	119
2.3.	LA XARXA FLUVIAL	123
2.3.1.	INTRODUCCIÓ	123
2.3.2.	ANÀLISI DELS PERFILS LONGITUDINALS DELS RIUS	125
2.3.2.1.	LES ANOMALIES DETECTADES A LES CADENES COSTANERES CATALANES	128
2.3.3.	OBSERVACIONS SOBRE LA INCISIÓ.....	133
2.3.3.1.	LA INCISIÓ A LES FOSSES NEÒGENES	135
2.3.3.2.	LA INCISIÓ ALS FRONTS MUNTANYOSOS	135
2.3.4.	ANÀLISI DE LA XARXA EN PLANTA	137
2.4.	ELS VENTALLS AL·LUVIALS.....	143
2.4.1.	INTRODUCCIÓ	143
2.4.2.	ELS PERFILS RADIALS DE VENTALLS AL·LUVIALS.....	149
2.4.3.	ANÀLISI MORFOMÈTRICA DELS VENTALLS AL·LUVIALS.....	151
2.5.	DISCUSSIÓ	159

3. ANÀLISI DELS INDICADORS ESTRUCTURALS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA

3.1.	INTRODUCCIÓ.....	167
3.2.	ANÀLISI DE LA FRACTURACIÓ	173
3.2.1.	LES FALLES	173
3.2.1.1.	AFLORAMENTS AMB FALLES QUE AFECTEN MATERIALS PLIOCENS.....	173
3.2.1.2.	AFLORAMENTS AMB FALLES QUE AFECTEN MATERIALS QUATERNARIS.....	175
3.2.2.	LES DIÀCLASIS	179

3.3.	ANÀLISI DELS CÒDOLS ESTRIATS.....	185
3.4.	LES FLEXIONS I ELS BASCULAMENTS	191
3.5.	DADES DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL.....	195
3.6.	L'ESTAT D'ESFORÇ I DE DEFORMACIÓ ACTUAL. SÍNTESE DE LES DADES EXISTENTS.	199
3.7.	DISCUSSIÓ	203
4.	LA SISMICITAT	205
4.1.	INTRODUCCIÓ.....	209
4.2.	LA SISMICITAT AL SECTOR E DE LA PENÍNSULA IBÈRICA.....	215
4.2.1.	LA MACROSISMICITAT.....	215
4.2.1.1.	PERÍODE 1100-1900.	217
4.2.1.2.	PERÍODE 1907-1979	217
4.2.2.	LA SISMICITAT INSTRUMENTAL	223
4.3.	LA SISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES.....	227
4.3.1.	MACROSISMICITAT	227
4.3.2.	SISMICITAT INSTRUMENTAL	231
5.	LA PALEOSISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES.....	239
5.1.	INTRODUCCIÓ.....	243
5.2.	CRITERIS I MÈTODES MÉS UTILITZATS EN ELS ESTUDIS DE PALEOSISMICITAT.....	244
5.2.1.	DEFORMACIÓ DE LA SUPERFÍCIE.....	244
5.2.2.	LIQÜEFACCIÓ	249
5.2.3.	ANOMALIES SEDIMENTOLÒGIQUES	253
5.2.4.	REALITZACIÓ DE RASES.....	256
5.2.5.	ESTIMACIONS DE LA LOCALITZACIÓ DEL FOCUS I DE LES DIMENSIONS DEL TERRATRÈMOL.....	259
5.3.	ELS INDICADORS DE PALEOSISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES	263
5.3.1.	ELS ESCARPAMENTS DE FALLA	263
5.3.1.1.	L'ESCARPAMENT DE MONT-ROIG.....	265

5.3.1.2.	L'ESCARPAMENT DE L'ALMADRAVA.....	287
5.3.1.3.	L'ESCARPAMENT DE CAMARLES	303
5.3.1.4.	ESCARPAMENT DE L'ALDEA	305
5.3.1.5.	L'ESCARPAMENT DE SANT ONOFRE	307
5.3.1.6.	DISCUSSIÓ I CONCLUSIONS.....	311
5.3.1.7.	SOBRE ELS POSSIBLES ESDEVENIMENTS SÍSMICS GENERATS PER LA FALLA DE L'ESCARPAMENT DE MONT-ROIG.....	313
5.3.2.	ANÀLISI DELS INDICADORS DE LIQÜEFACCIÓ	317
5.3.2.1.	INDICADORS DE LIQÜEFACCIÓ A LA ZONA DE CAP ROIG	319
5.3.2.2.	DICS CLÀSTICS AÏLLATS	325
5.3.2.3.	DISCUSSIÓ.....	325
5.3.3.	MOVIMENTS DE MASSA	327
5.3.3.1.	INTRODUCCIÓ.....	327
5.3.3.2.	LA ZONA DE COLL DE L'ILLA.....	328
6.	CONSIDERACIONS	331
6.1.	RECAPITULACIÓ	335
6.1.1.	L'ANÀLISI GEOMORFOLÒGICA.....	335
6.1.2.	L'ANÀLISI ESTRUCTURAL	339
6.1.3.	L'ANÀLISI DE LA SISMICITAT	340
6.1.4.	L'ANÀLISI DE LA PALEOSISMICITAT	341
6.2.	DISCUSSIÓ	345
6.2.1.	L'EXISTÈNCIA I LA IMPORTANCIA DE L'ACTIVITAT TECTÒNICA RECENT	345
6.2.2.	L'EXISTÈNCIA I LA IMPORTANCIA DE LA TECTÒNICA ACTIVA.....	346
6.2.3.	EL CARÀCTER DE LA DEFORMACIÓ.....	347
6.2.4.	LA PALEOSISMICITAT	349
6.2.5.	EL CONTEXT GEOLÒGIC REGIONAL I ELS POSSIBLES MECANISMES QUE HAN DONAT LLOC A LA FORMACIÓ DE LES ESTRUCTURES DESCRITES.....	350
6.2.6.	CONSIDERACIONS SOBRE EL MÈTODE UTILITZAT	352
7.	CONCLUSIONS.....	353

7.1. LA CARACTERITZACIÓ DE L'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA A LES CADENES COSTANERES CATALANES.....	355
7.2. LA PALEOSISMICITAT, LA TECTÒNICA ACTIVA I LES SEVES REPERCUSIONS EN LA PERILLOSITAT SÍSMICA DE LA ZONA.....	357
7.3. SOBRE EL MÈTODE UTILITZAT.....	358

REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES	359
--	------------

ANNEX I (GRÀFICS DE LA DIMENSIÓ FRACTAL)	387
---	------------

ANNEX II (PERFILS TOPOGRÀFICS DELS ESCARPAMENTS DE FALLA).....	399
---	------------

ANNEX III (MAPES).....	441
-------------------------------	------------

1. INTRODUCCIÓ

- 1.1. PRESENTACIÓ**
- 1.2. OBJECTIUS**
- 1.3. MÈTODE I TÈCNIQUES**
- 1.4. SITUACIÓ GEOGRÀFICA**
- 1.5. SITUACIÓ GEOLÒGICA**
- 1.6. ANTECEDENTS**

1.1. PRESENTACIÓ

En aquest treball he analitzat els indicadors d'activitat tectònica recent de les Cadenes Costaneres Catalanes amb la finalitat de caracteritzar aquesta activitat.

La importància de la caracterització del context tectònic recent de la zona radica principalment en dos aspectes. Per una banda aporta una informació regional, especialment valuosa en aquesta zona, on, tot i que es coneix amb profunditat l'evolució tectònica durant el Miocè, són escassos els treballs referents al període més recent de la seva evolució tectònica. Així, no es coneix amb certesa si el context extensiu que s'inicià al Miocè inferior s'ha mantingut fins a l'actualitat o bé si, al contrari, el règim tectònic ha experimentat un gir. Per altra banda, la caracterització del context tectònic recent, constitueix una base important en la determinació del risc sísmic d'una zona, determinació que necessita, a més, d'altres dades addicionals que queden fora del camp purament geològic. Respecte a aquest últim punt cal remarcar que la zona de les Cadenes Costaneres Catalanes és la més densament poblada del NE de la Península Ibèrica, amb gran quantitat de construccions civils que comporten un perill considerable en cas de sismes forts. N'hi ha prou amb esmentar les preses, les autopistes i, sobretot les centrals nuclears, que són dues a la zona estudiada. Aquestes condicions fan que la vulnerabilitat de la zona sigui alta. La vulnerabilitat, junt amb la perillositat, que ve determinada per l'ocurrència i periodicitat de sismes forts que experimenta una regió, són els dos paràmetres que determinen el risc sísmic (Panizza 1986). Tot i que les dades històriques mostren sismes d'intensitats VI-VII, les dades de sismicitat instrumental no indiquen l'existència de sismes forts a les Cadenes Costaneres Catalanes i per tant la perillositat sísmica d'aquesta zona no es pot considerar elevada. Tot i així l'elevada vulnerabilitat justifica la realització d'estudis enfocats a la caracterització neotectònica i sísmica.

Per caracteritzar l'activitat tectònica recent de les Cadenes Costaneres Catalanes combinat antigues i noves tècniques d'anàlisi. Aquest mètode s'ha demostrat útil en la zona estudiada, zona que es caracteritza per una activitat tectònica recent poc intensa. Al llarg de l'estudi he observat que els mètodes clàssics d'anàlisi estructural i, inclús, els d'anàlisi de l'activitat tectònica recent utilitzats en altres zones (anàlisi de poblacions de falles, anàlisis cinemàtics, etc), no eren, individualment, suficients per aconseguir l'objectiu principal. La màxima informació s'ha aconseguit gràcies a la comparació i anàlisi conjunta de dades estructurals, geomorfològiques, de paleosismicitat i de sismicitat.

Per últim, cal destacar que la posada a punt d'un mètode que permeti analitzar l'activitat tectònica recent en zones on aquesta és poc intensa és de gran interès ja que, com s'ha pogut comprovar recentment, s'han donat casos de sismes forts ocorreguts en zones on no s'havien centrat els esforços d'anàlisi neotectònica degut a la baixa activitat tectònica recent detectada (Russ 1982).

Així, tot i que convé estudiar detalladament les zones amb una activitat important, és necessari desenvolupar mètodes d'anàlisi i estudis en zones on aquesta és moderada.

Els resultats obtinguts han permès per una banda, determinar que la zona es troba encara sota els efectes de la distensió neògena, sense mostrar grans variacions en el tipus de deformació que s'inicià al Miocè inferior, i per altra determinar la presència i caracteritzar fractures que molt probablement són sismogèniques, fractures que podrien tenir un període de recurrència de pocs milers d'anys i per tant ser encara actives.

En aquesta tesi he utilitzat els termes neotectònica i tectònica recent com a sinònims i indicant l'activitat tectònica ocorreguda principalment durant el Pliocè i el Quaternari, i en alguns casos inclús durant el Miocè superior. Per altra banda, he utilitzat el terme tectònica activa, i en alguns casos sub-actual, per a indicar la tectònica que té lloc en un temps més recent i que pot implicar la societat (Wallace 1986). Així, la tectònica activa és també neotectònica, però no a l'inrevés.

1.2. OBJECTIUS

Els objectius plantejats en aquest treball són de dos tipus: els que fan referència a la geologia regional i els que fan referència al mètode. El capítol dedicat al mètode mostra amb major detall els objectius concrets i parcials plantejats que han servit per a aconseguir els objectius principals. Aquests objectius s'exposen a continuació de forma sintètica.

L'objectiu principal d'aquesta memòria, pel que fa a la geologia regional, és la realització d'una anàlisi dels indicadors d'activitat neotectònica a fi de caracteritzar el context tectònic recent a les Cadenes Costaneres Catalanes. Més concretament, els objectius parcials són:

- La síntesi i revisió dels indicis d'activitat neotectònica descrits a la bibliografia.
- La detecció de nous indicadors d'activitat neotectònica a partir de diverses anàlisis realitzades (geomorfològica, estructural, de la paleosismicitat i de la sismicitat).
- La descripció detallada dels indicadors d'activitat tectònica recent detectats.
- L'anàlisi i interpretació de les dades obtingudes i caracterització de l'activitat tectònica recent, en particular:
 1. Determinació de l'existència o no d'activitat neotectònica i de tectònica activa.
 2. Caracterització del tipus de deformació regional que comporta aquesta activitat tectònica recent.
 3. Situació en l'espai de les zones on es concentra la deformació.
 4. Determinació de la cronologia de les estructures produïdes per la tectònica recent.
- Detecció i anàlisi de possibles esdeveniments paleosísmics.

L'objectiu principal d'aquest treball pel que fa referència a la metodologia és la posada a punt d'un mètode que permeti analitzar l'activitat tectònica recent en zones on aquesta és moderada i on l'àrea a analitzar sigui estensa (8 700 km² a la zona estudiada).

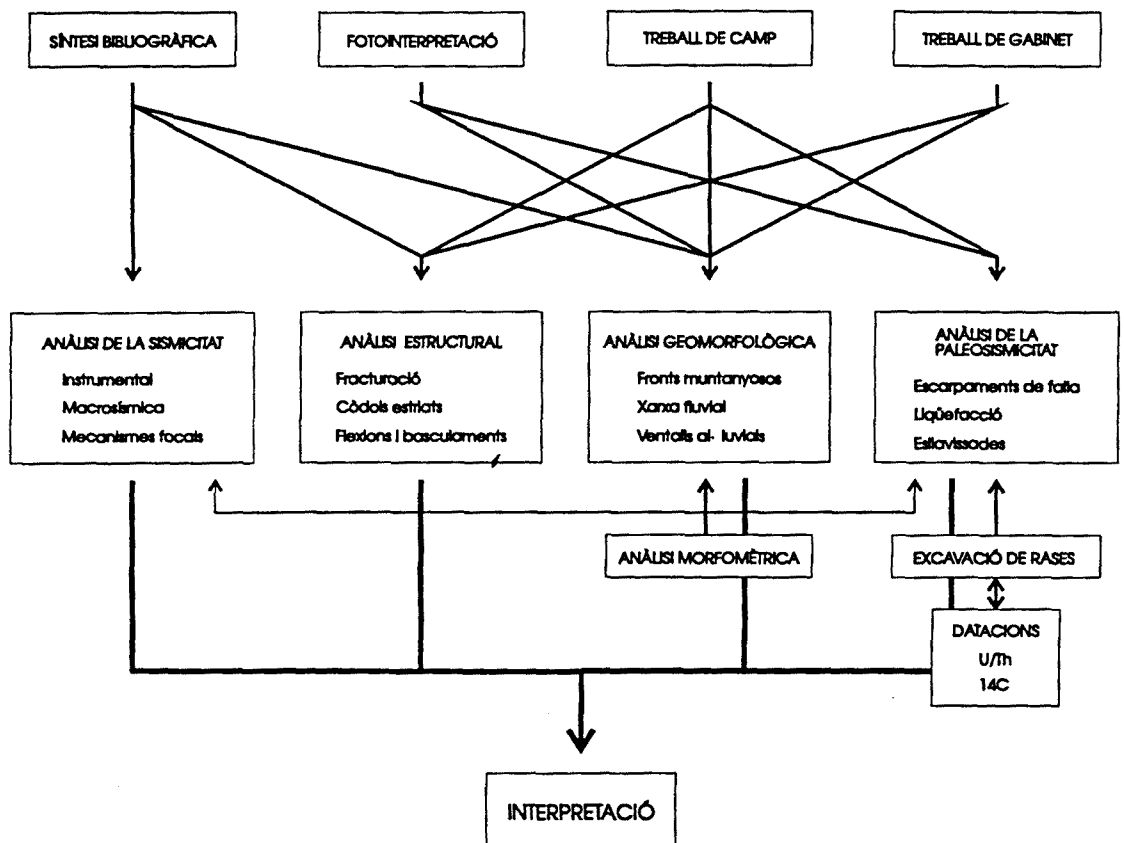


Fig. 1.1. Diagrama sintètic del mètode utilitzat per a l'estudi de l'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes. En la primera línia s'hi representen les diferents fonts d'informació utilitzades mentre que a la segona les diferents anàlisis realitzades, amb algunes fonts d'informació particulars de cada mètode afegides. Les fletxes entre la primera línia i la segona indiquen quines fonts d'informació s'ha utilitzat per a les diferents anàlisis. Les fletxes amb traç prim indiquen la interrelació que entre l'anàlisi paleosismològica i les dades obtingudes de l'anàlisi sísmica.

Fig. 1.1 A synthetic diagram of the method used for studying the neotectonic activity of the Cadenes Costaneres Catalanes. In the first line the different sources of information used are represented, while in the second, the different analysis produced, with some sources of particular information for each method added. The arrows between the the first and second lines indicate which sources of information have been used for the different analysis. The arrows with a thin stroke indicate the inter-relationship between the paleoseismologic analysis and the data obtained from seismic analysis.

1.3. MÈTODE I TÈCNIQUES

Les característiques de les Cadenes Costaneres Catalanes, amb una activitat neotectònica d'intensitat de moderada a baixa i una gran extensió a analitzar, així com una elevada densitat de població, fan que els mètodes utilitzats en d'altres zones no s'ajustin a les necessitats de la zona estudiada aquí. L'àrea analitzada es caracteritza sobretot per tenir una gran extensió i alhora pocs indicis d'activitat tectònica recent, fet que indica, a priori, que aquesta activitat és moderada. El mètode utilitzat soluciona el primer problema amb la utilització de les tècniques de fotointerpretació així com amb la realització de l'anàlisi de les dades topogràfiques a escala regional. D'aquesta manera es realitza un inventari de zones d'interès que seran reconegudes posteriorment al camp i analitzades amb més detall. El problema de l'anàlisi de la moderada activitat neotectònica de la zona s'aborda amb l'aplicació de diverses tècniques entre les que destaca l'anàlisi geomorfològica que permet detectar deformacions de petita intensitat. L'elevada població de la zona crea problemes a l'hora d'analitzar la geologia, que són resolts parcialment amb la utilització de fotografies aèries antigues i mitjançant l'anàlisi topogràfica.

El procediment utilitzat per a l'estudi que es presenta aquí es basa, doncs, en la detecció de les zones a analitzar mitjançant la síntesi de la informació existent a la bibliografia, la fotointerpretació i el treball de gabinet centrat en l'anàlisi topogràfica. El resultat d'aquesta primera fase de recollida de dades ha estat l'elaboració d'una llista de punts d'interès (afloraments, alineacions, o regions) que han estat estudiades amb més detall durant el treball de camp per detectar la seva validesa com a indicadors d'activitat neotectònica. Les dades obtingudes durant el treball de camp han permès l'aplicació de les diverses anàlisis (geomorfològica, estructural, de paleosismicitat i de sismicitat) que seran discutides per obtenir-ne uns resultats (fig. 1.1.).

A continuació s'exposen, en primer lloc, les característiques de les diferents fonts d'informació utilitzades (síntesi bibliogràfica, fotointerpretació, treball de camp i treball de gabinet) i, en segon lloc, les característiques dels diferents tractaments utilitzats per elaborar i analitzar les dades obtingudes (geomorfològic, estructural, de paleosismicitat i de sismicitat).

L'obtenció de les dades:

Tot i que aquí s'expliquen de forma ordenada, els processos d'obtenció de dades s'alternen en el temps i són actius fins al final del procés de l'estudi. S'exposa, a continuació, una relació del tipus d'informació que s'ha obtingut de cada font citada abans.

- *La síntesi d'informació publicada.* La informació que s'obté en aquest procés de síntesi fa referència, per una banda a la situació i, en alguns casos, descripció d'indicis d'activitat neotectònica, i per altra al context geològic regional, tectònic i geomorfològic (context tectònic

regional, sismicitat, dades del camp d'esforç actual, fracturació a la plataforma continental, dades de subsòl, geomorfologia, etc).

- *La fotointerpretació.* A banda de la consulta de les imatges de satèl·lit per a detectar les possibles alineacions a gran escala a la zona d'estudi, la fotointerpretació s'ha realitzat en tota la zona a escala 1:33 000, en algunes zones, quan s'ha necessitat una visió de conjunta 1:70 000, i en d'altres mitjançant ampliacions fins a escala 1:5 000 (escarpaments de falla) quan s'ha necessitat una observació més detallada. La data del vol de les fotografies a escala 1:33 000 (1956) permet observar morfologies que actualment es troben altament degradades degut a l'acció de l'home. La fotointerpretació ha permès, per una banda, la detecció d'alineacions i punts d'interès per a analitzar al camp i, per l'altra, ha estat l'eina principal, junt amb la topografia (anàlisi morfomètrica), de l'anàlisi geomorfològica realitzada.

- *El treball de camp.* El principal problema plantejat en el treball de camp són les dimensions de la zona a estudiar, que fan impossible un reconeixement exhaustiu de camp. Així, el treball de camp s'ha realitzat a dos nivells diferents: en punts prèviament seleccionats com a interessants, o bé en zones més àmplies, seleccionades també per les seves característiques mitjançant l'anàlisi bibliogràfica i la fotointerpretació, on s'ha realitzat un reconeixement exhaustiu. En els treballs de camp s'han localitzat noves estructures indicadores d'activitat tectònica recent alhora que s'han recollit les dades necessàries per a la realització de les anàlisis geomorfològiques, estructurals i de paleosismicitat.

- *El treball de gabinet.* El treball de gabinet ha consistit, en primer lloc, en l'anàlisi de les dades de camp que ha conduït sovint a noves campanyes de camp per a incrementar les dades i, en segon lloc, en l'anàlisi morfomètrica sobre mapes topogràfics a diferents escales (1:5 000, 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000, 1:100 000 i 1:250 000).

L'elaboració i anàlisi de les dades:

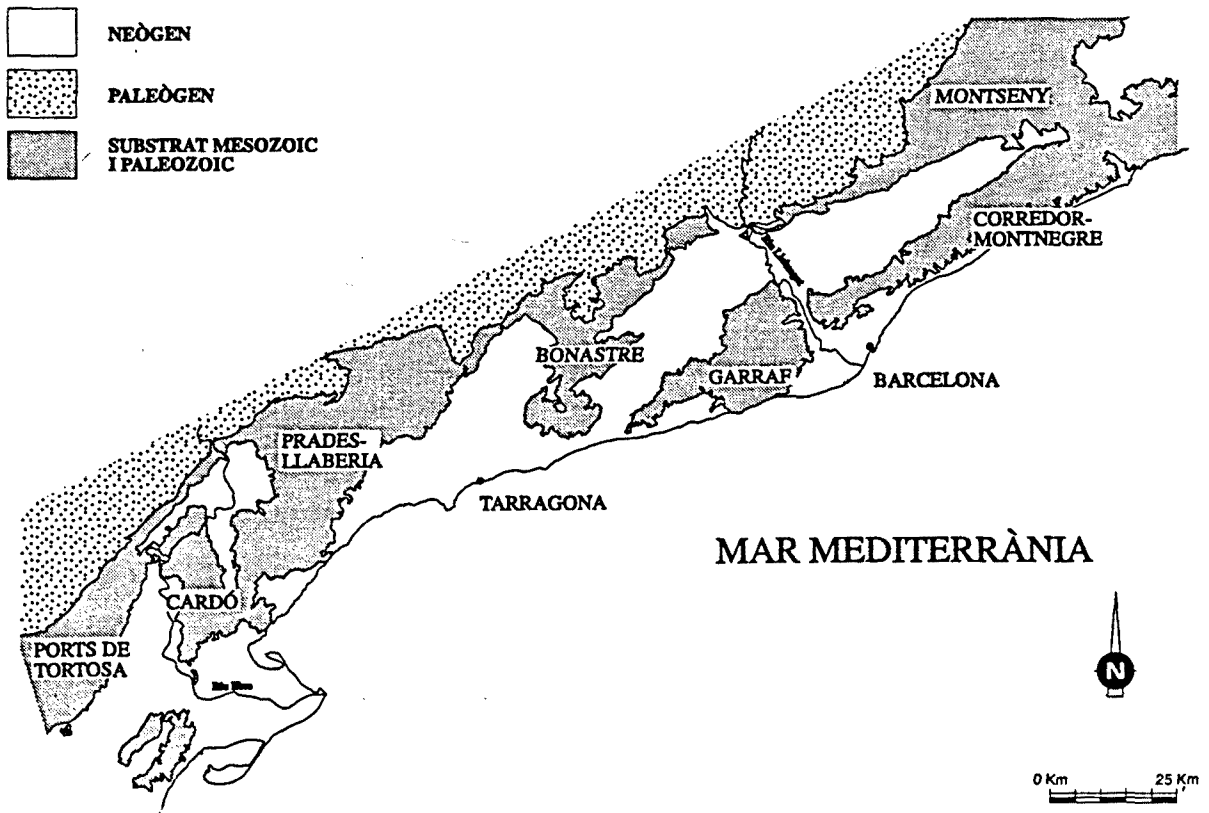
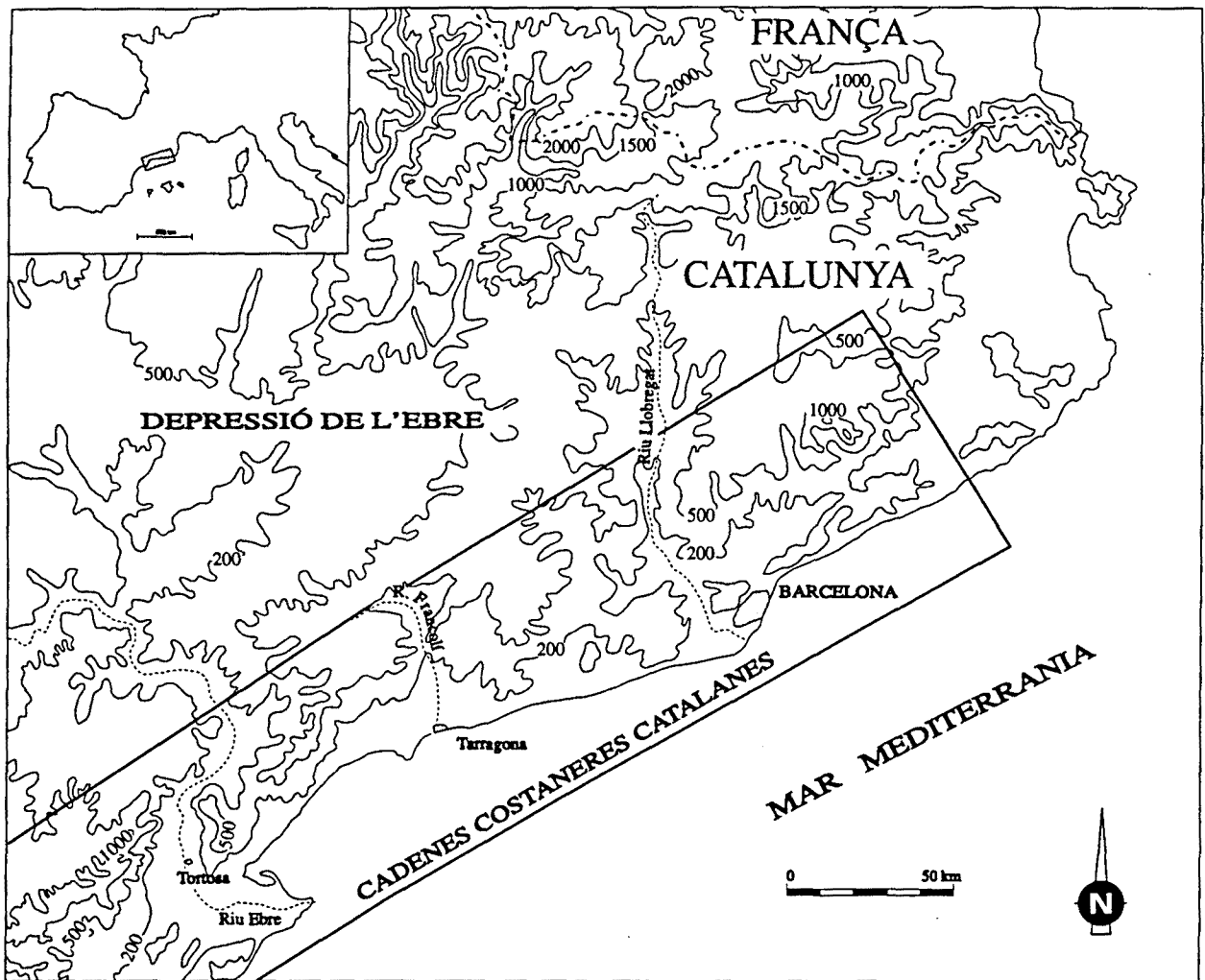
Les dades s'han elaborat mitjançant quatre aproximacions diferents: l'anàlisi geomorfològica, l'estructural, la de la paleosismicitat i la de les dades de sismicitat.

- *L'anàlisi geomorfològica.* Ha consistit en una anàlisi exhaustiva dels principals trets geomorfològics de la zona. L'anàlisi dels fronts muntanyosos, de la xarxa fluvial i dels ventalls al·luvials han aportat informació referent a l'activitat neotectònica. D'altres elements morfològics com les terrasses marines, les fluvials o les superfícies d'erosió no s'han descrit sistemàticament degut als resultats negatius obtinguts amb el seu estudi pel que fa referència a l'aportació d'informació neotectònica. La font de les dades utilitzades per a aquesta anàlisi és la síntesi bibliogràfica, la fotointerpretació, el treball de camp i el de gabinet, en particular l'anàlisi morfomètrica.

- *L'anàlisi estructural.* Les dades estructurals observades són falles, diàclasis, còdols estriats i flexions i basculaments que, conjuntament amb la informació sobre el camp d'esforç actual i les dades de subsòl tant de la plataforma com de l'àrea emergida, han permès realitzar, tot i que amb poques dades, una anàlisi del camp d'esforç en alguns afloraments i una síntesi per a la tota zona estudiada. Les fonts de les dades utilitzades en aquesta anàlisi són la síntesi bibliogràfica, el treball de camp, l'anàlisi de les dades al gabinet, i l'anàlisi morfomètrica, que també ha permès obtenir dades del tipus de fracturació que afecta els materials plio-quadernaris.

- *L'anàlisi de la paleosismicitat.* Ha consistit en la detecció de formes i estructures semblants a les que s'han descrit a la bibliografia com causades per terratrèmols, en la seva descripció detallada -en alguns casos mitjançant l'elaboració d'afloraments artificials (rases de paleosismicitat)-, i en l'anàlisi de les possibles interpretacions a més de la sísmica. Les estructures analitzades són escarpaments de falla, estructures de líquefacció i esllavissades. La font de les dades utilitzades per a aquesta anàlisi és la fotointerpretació, el reconeixement i treball de camp i els resultats de l'anàlisi geomorfològica.

- *L'anàlisi de la sísmicitat.* Ha consistit en la síntesi de les dades existents en la bibliografia, que ha aportat dades instrumentals, de macrosismicitat i de mecanismes focals. Les fonts per a aquest tipus d'anàlisi són bibliogràfiques.



1.4. SITUACIÓ GEOGRÀFICA

La zona estudiada se situa a les Cadenes Costaneres Catalanes, que es caracteritzen per un seguit de serres i depressions allargades NE-SW subparal·leles a la costa. Són el marge nord-occidental emergit de la conca Catalano-Balear. Tot i que aquestes serres i depressions s'estenen des del Llenguadoc, al N, fins a la depressió de València, al S, aquí he considerat amb la denominació de Cadenes Costaneres Catalanes la part compresa entre el Montseny i les serra dels Ports, a Tortosa (fig. 1.2.).

Orogràficament, la zona estudiada està formada per dues alineacions de serres, la prelitoral i la litoral separades per una depressió, la depressió prelitoral (fig. 1.2.). A la banda SE, a la zona de Barcelona s'observa també una depressió que s'anomena la depressió litoral. La serra litoral està formada per diverses unitats fisiogràfiques entre les que destaquen les Gavarres, el Montnegre, Sant Mateu, Collserola i el Garraf. A la serra prelitoral, hi destaquen: les Guilleries, el Montseny, Montserrat, la Serra d'Ancosa, la Serra de Prades, el Montserrat i el Cardó. La depressió prelitoral està formada per diverses depressions: la Selva, el Vallès, el Penedès, i el Camp de Tarragona. Més al S, sense estar ja confinada entre la serra prelitoral i litoral hi destaca la depressió del Baix Ebre i també la serra del Montsià i dels Ports de Tortosa.

Convé destacar que en aquesta memòria he utilitzat el terme de Cadenes Costaneres Catalanes per a descriure tota la zona estudiada. Així, l'ús que he realitzat del terme és sobretot geogràfic, en contraposició al geològic (Cadena Costanera Catalana) que no comprèn tota la zona estudiada i que fa referència (Guimerà 1983) a la unitat compressiva paleògena descrita a continuació.

Fig. 1.2. Mapes de situació geogràfica de la zona d'estudi. a) Mapa topogràfic del litoral català amb la situació dels principals trets geogràfics. b) Situació, en un mapa geològic simplificat, dels principals massissos i serres de la zona estudiada.

Fig. 1.2 Maps of the geographic situation of the area studied. a) The topographic map of the Catalan coast with the position of the principal geographic features. b) The location of, in a simplified geographic map, the principal massifs and mountain ranges of the area studied.

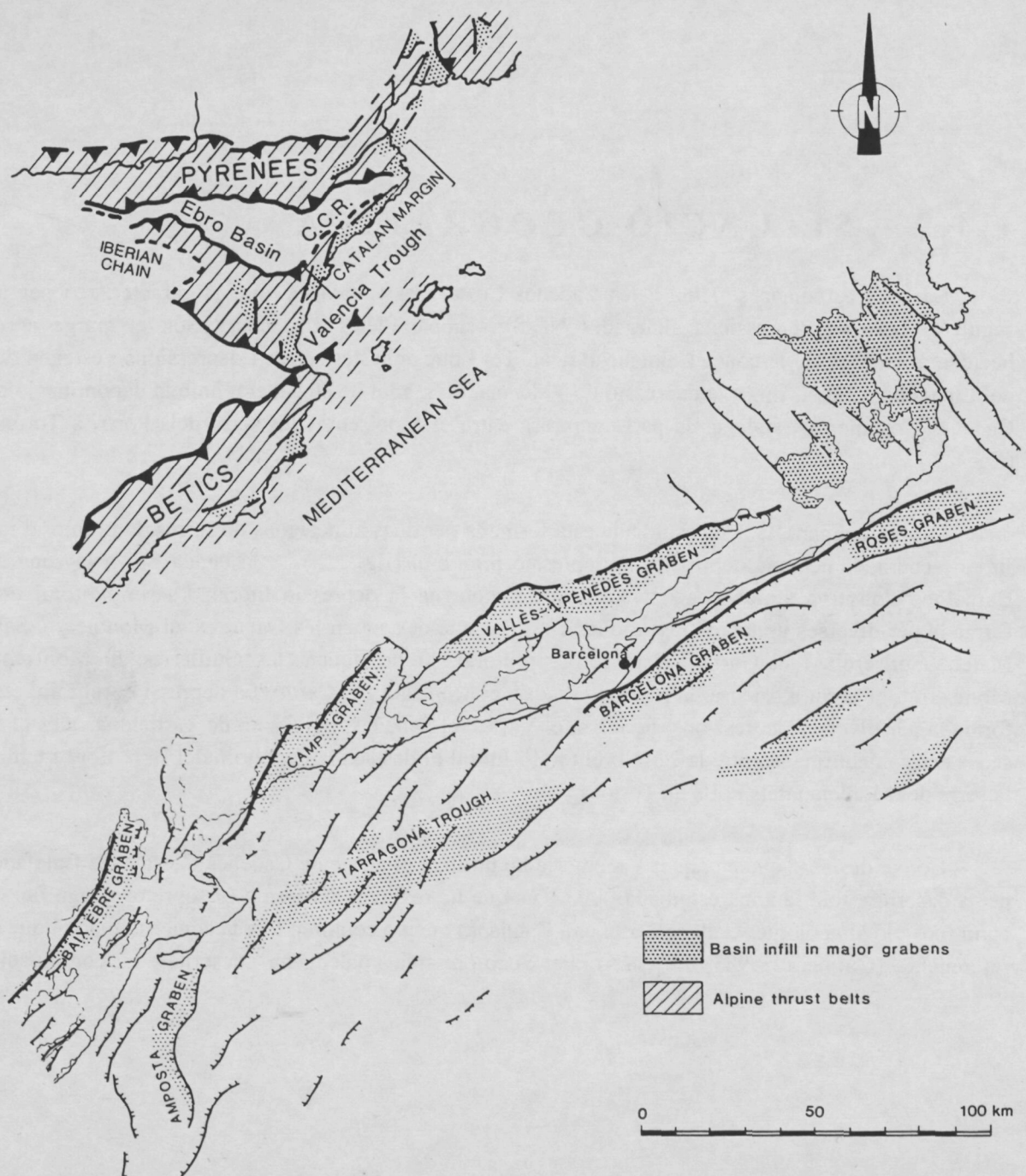


Fig. 1.3. Mapa de situació de les Cadenes Costaneres Catalanes en el context del NE de la Península Ibèrica, amb la situació del Sistema Bètic, el Pirineu, la Serralada Ibèrica i les Cadenes Costaneres Catalanes (CCR) i mapa de les principals estructures neògenes del marge català de la conca Catalano-Balear. (de Bartrina et al. 1992).

Fig. 1.3 A map showing the location of the Cadenes Costaneres Catalanes in the context of the NE of the Iberian Peninsular with the position of the Sistema Betic, the Pirineu, the Serralada Iberica and the Cadenes Costaneres Catalanes (CCR) and a map of the principal neogenic structures of the Catalan margin of the Catalano-Balear basin (from Bartrina et al. 1992).

1.5. SITUACIÓ GEOLÒGICA

Abans que res convé remarcar que en aquesta tesi utilitzo el terme de Cadenes Costaneres Catalanes per a referir-me a la unitat geogràfica de serres i depressions alineades subparal·lelament a la costa catalana descrites a l'apartat de situació geogràfica. En canvi, uso el terme Cadena Costanera Catalana per a referir-me a la unitat paleògena compressiva, amb estructures predominantment NE-SW, que s'extén al NE de la zona d'Enllaç (Guimerà 1983). La Zona d'Enllaç, la Cadena Costanera Catalana i la Serralada Ibèrica en sentit estricte constitueixen l'estructura compressiva paleògena de la Serralada Ibèrica en sentit àmpli (Guimerà 1983). L'extensió neògena que se sobreposa a la Serralada Ibèrica en sentit àmpli s'anomena aquí domini Catalano-Valencià de la conca Catalano-balear (Fontboté et al 1991).

L'àrea estudiada constitueix part de la zona emergida del domini Catalano-Valencià de la Conca Catalano-Balear (Roca i Desegaulx 1992)(fig. 1.3). L'edifici compressiu més proper que té al N és el Pirineu, separat de la zona d'estudi per la Conca de l'Ebre. Al S limita amb la Serralada Ibèrica i la Serralada Bètico-Balear. La zona d'estudi està caracteritzada principalment per grans fractures de sòcol d'orientació NE-SW que han actuat com a falles direccionals i inverses durant el Paleògen i que s'han invertit a falles normals des del Miocè inferior (Fontboté 1954). L'extensió neògena s'ha superposat a la compressió paleògena i ha donat lloc al relleu actual format per fosses i horsts, subparal·lels a la costa, que no es limiten a la zona emergida sinó que continuen mar endins.

En un nivell més general, la Cadena Costanera Catalana se situa vora el límit nord-oriental de la microplaca ibèrica, placa que ha actuat amb independència de les plaques africana i europea en alguns períodes de l'evolució cinemàtica de la Mediterrània occidental. Aquesta situació ha propiciat una deformació considerable a la zona com a conseqüència de la interrelació entre aquesta microplaca i les grans plaques que controlen la cinemàtica de la Mediterrània: les plaques euroasiàtica i l'africana.

No es pot entendre l'evolució geològica de la zona de les Cadenes Costaneres Catalanes sense tenir en compte el context geodinàmic de la Mediterrània occidental, així com l'evolució paleògena de la Serralada Ibèrica i l'evolució neògena de la conca Catalano-Balear.

1.5.1. LA MEDITERRÀNIA OCCIDENTAL. UNITATS I EVOLUCIÓ.

Des del fraccionament de la Pangea, al Mesozoic, l'evolució de la Mediterrània ha estat fortament controlada pels moviments relatius entre les plaques africana i euroasiàtica, que alhora

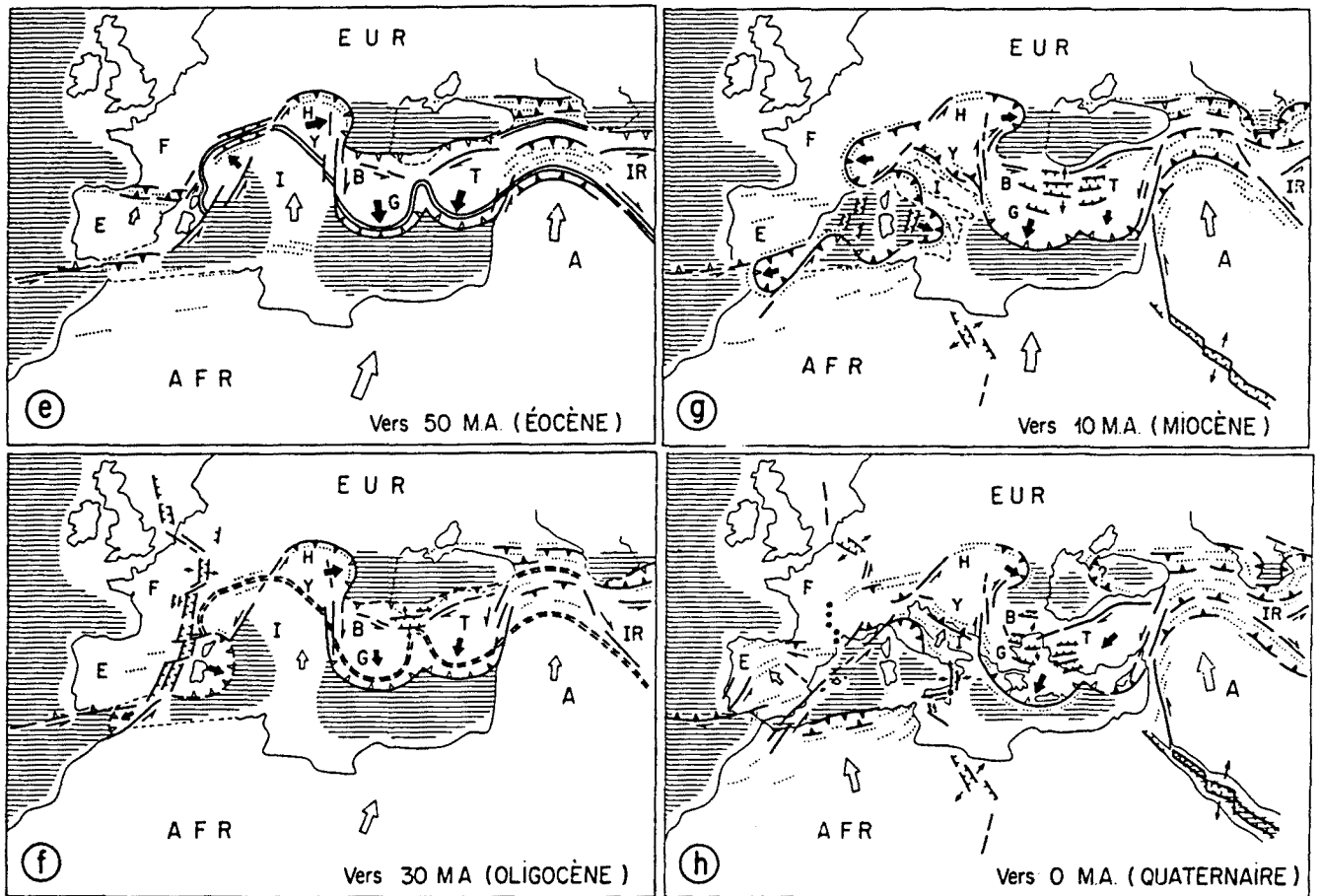


Fig. 1.4. Evolució geodinàmica de la Mediterrània Occidental des de l'Eocè segons el model de Tapponnier (1977). Es considera la placa euroasiàtica fixa per conveni i les fletxes indiquen el moviment de les altres plaques i microplaques.

Fig. 1.4. The geodynamic evolution of the Mediterranean Occidental of the second Eocene according to the model of Tapponnier (1977). It is considered the euroasiatic plate, fixed by convention, and the arrows indicate the movement of the other plates and microplates.

han tingut un comportament cinemàtic controlat en gran manera per l'obertura de l'Atlàntic. L'estudi de les anomalies magnètiques dels fons oceànics ha permès, juntament amb les dades geofísiques i geològiques, interpretar dos grans estadis en l'evolució de la Mediterrània occidental des de l'inici de la fragmentació de la Pangea (Dewey et al. 1973, Biju-Duval et al. 1977, Livermore i Smith 1985, Dewey et al. 1989)(fig. 1.4):

- *Permià-Aptià (Cretaci inferior)*. Durant aquest període es produeixen processos d'aprimament de l'escorça generalitzats que arriben a fracturar-la i a crear nous límits de placa divergents. Aquests moviments divergents produeixen, a partir del Lias superior, una obertura de l'Atlàntic i un sistema de rift entre el Golf de Mèxic i Àfrica (Dewey et al. 1973, Ziegler 1982). L'obertura de l'Atlàntic produeix un moviment relatiu d'Àfrica respecte Euràsia cap al SE. El procés de fragmentació de la Pangea és generalitza i es creen algunes microplaques. Els moviments relatius entre aquestes plaques i microplaques produeix la creació de zones amb processos de rifting i, inclús, d'escorça oceànica en zones allargades i estretes.

- *Aptià-actualitat*. Durant aquest període és característic el moviment convergent entre les plaques africana i euroasiàtica en direcció N-S que s'inicià segurament en el Cenomanià-Turonian i que a la Mediterrània occidental es tradueix en processos de col·lisió, tot i que també es produeixen processos d'estensió més localitzats degut a la complicada geometria de les plaques i les microplaques (Dewey et al. 1989). A l'Aptià es produeix l'obertura de l'Atlàntic nord. La major separació en aquest eix divergent respecte a la de l'Atlàntic central produeix un moviment relatiu de l'Àfrica cap al W. D'entre les microplaques individualitzades destaquen la de la Península Ibèrica i la del mar d'Alborán. La Península Ibèrica experimenta un desplaçament divergent sinistre respecte Euràsia com a conseqüència de l'obertura del golf de Biscaia on es forma escorça oceànica. Aquest moviment de rotació permet la formació d'una conca pirinenca que més tard donà lloc a l'orogen pirinenc. La microplaca d'Alborán experimenta, des de finals del Cretaci fins al Terciari, un moviment cap a l'W que dona lloc a l'estructuració dels orògens Mogrèbide i Bètico-balear. A la vora de les plaques euroasiàtica i ibèrica, entre la Provença i València, es produeix un aprimament de l'escorça associat a processos estensius, que a la zona catalana donen lloc a la conca Catalano-Balear i que, més a l'E, arriba a crear escorça oceànica. Es forma la conca Liguro-Provençal degut a la rotació del bloc Corso-Sard cap al SE. A principis de l'Eocè s'inicia un sistema de fractures extensives a la fossa del Rin, que s'estén cap al S i que dona lloc a les fosses neògenes de les Cadenes Costeneres Catalanes, ja al Miocè inferior, i que més al S arriba a afectar l'orogen Mogrèbide (Julivert et al. 1972).

Dewey et al. (1989) distingeixen fins a quatre etapes en el moviment convergent:

1. Entre el Santonià i el Paleocè, Àfrica i Euràsia es mouen a gran velocitat cap al NE, mantenint la convergència.

2. Entre el Paleocè i l'Eocè inferior el moviment relatiu entre aquestes plaques decreix i esdevé en direccions variables.

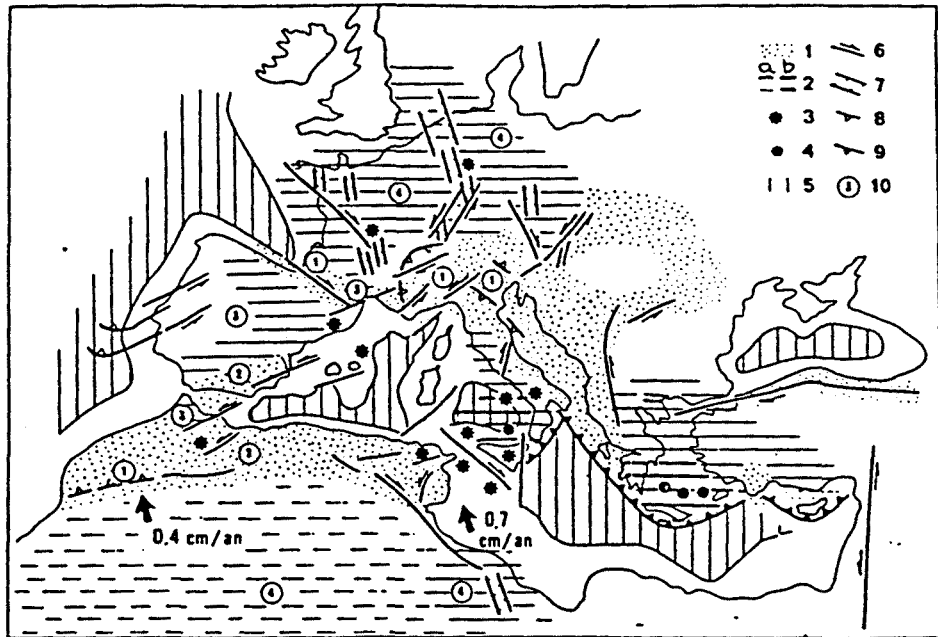


Fig. 1.5. Mapa d'interpretació de les característiques actuals de la tectònica a la Mediterrània amb la zonació sismotectònica del domini en col·lisió (Mediterrània Occidental). 1- zones en compressió. 2- zones en distensió: a) degut a la col·lisió; b) degut a la subducció. 3- volcanisme alcalí. 4- volcanisme calco-alcalí. 5- escorça oceànica. 6- falles direccionals principals. 7- falles normals. 8- falles inverses. 9- subducció. 10- zones sismotectòniques. (de Philip i Bousquet, 1981).

Fig. 1.5. A map which interprets the actual tectonic characteristics of the Mediterranean with seismic zoning of the domain of collision. (Western Mediterranean). 1- zones in compression 2- zones in distension: a) due to collision; b) due to subduction. 3- alkaline volcanism. 4- calco-alkaline volcanism. 5- oceanic crust. 6- principal directional faults. 7- normal faults. 8- reverse faults. 9- subsidence. 10- seismotectonic zones (from Philip and Bousquet, 1981).

3. Entre l'Eocè inferior i el Miocè superior s'accelera la convergència en direcció N i NNE. S'individualitza la microplaca ibèrica respecte Àfrica i se solda amb la placa euroasiàtica. A la Mediterrània occidental, la rotació del bloc Corso-Sard permet la formació de conques neògenes extensives.

4. Des del Miocè superior la convergència ha esdevingut de NNW a NW. En aquest estadi, a la Mediterrània occidental, Bousquet i Philip (1981) diferencien quatre tipus de regions segons el comportament tectònic. La Cadena Costanera Catalana no és considerada per aquests autors, en canvi, consideren que el Pirineu central i occidental correspon a una regió del tipus 1 i la Provença a una regió de tipus 3, mentre que la serralada Bètica és considerada com de tipus 2) (fig. 1.5):

1. Regions amb compressió contínua des del Pliocè entre les que destaquen l'alt Atlas marroquí, el Pirineu central i els Alps (Digne i Friole).

2. Regions amb distensió al Pliocè i compressió des del Quaternari antic (Cordilleres Bètiques orientals, el Mogreb -Algèria, Orània, Tunísia-).

3. Regions amb distensió al Pliocè, un curt episodi compressiu al Quaternari antic, i distensió posteriorment (Melilla, zona de Granada, Llenguadoc).

4. Regions amb distensió des del Pliocè (Nord-oest del Pirineu rovençal, els Alps del Jura, massís Central francès, la Bretanya, l'Alsàcia, Alemanya).

L'evolució geodinàmica a la Mediterrània occidental ha donat lloc simultàniament a diversos edificis compressius i conques extensives gràcies a la presència de microplaques independents que han alterat localment el context compressiu general (fig. 1.6). Així, el Pirineu, la Serralada Ibèrica-Cadena Costanera Catalana, el sistema Bètico-balear, els Mogrèbides, els Apenins i els Alps Occidentals constitueixen els edificis compressius principals i la conca Liguro-provençal, la Nord-africana i la Tirreniana, les conques principals de la Mediterrània Occidental (Roca i Desegaulx 1992). Un breu repàs de les característiques de cada una d'aquestes unitats, més extens en les unitats properes a la zona d'estudi, permetrà de tenir una visió més completa de l'estructura i l'evolució d'aquesta part de la Mediterrània.

- **Els Pirineus.** Estan formats per un conjunt de làmines d'encavalcament que s'estén entre l'Atlàntic i els Alps. Es divideix en dues zones separades per la falla de Pamplona: la zona del Pirineu Basco-cantàbric amb estructures compressives de vergències S i N, a l'oest, i la zona dels Pirineus centrals i orientals, amb vergències S a la vessant S i N a la vessant N, a l'E de la falla de Pamplona. L'estructura del Pirineu central i oriental, més properes a la zona d'estudi, està controlada per la subducció continental d'Ibèria sota Euràsia que creà una situació compressiva amb el resultat d'apilament de làmines d'encavalcament. Durant el Cretaci inferior tingué lloc un

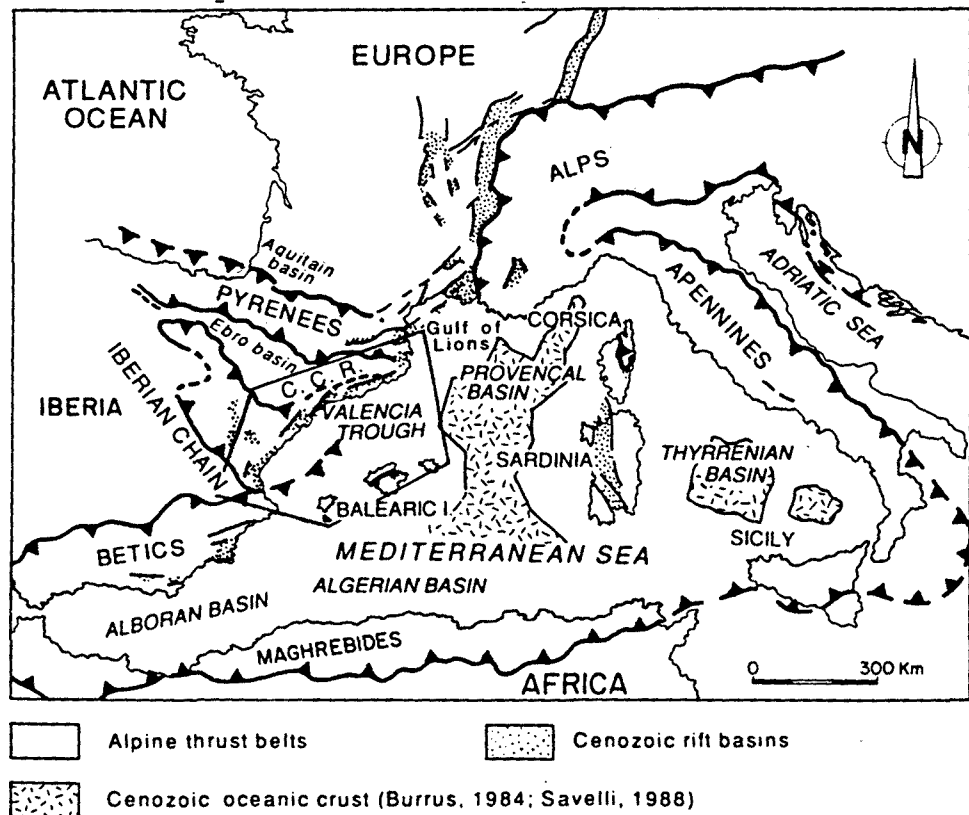


Fig. 1.6. Esquema tectònic de situació de les grans unitats cenozoiques de la Mediterrània occidental i situació del Solc de València. (de Roca i Desegaulx, 1992).

Fig. 1.6. Tectonic schematic of the location of the large cenozoic units of the western Mediterranean and the location of the Valencia trough. (from Roca and Desalgaulx, 1992).

procés de rifting que donà lloc a fosses tectòniques que actuaren com a solcs sedimentaris mentre tenia lloc la rotació de la microplaca d'Ibèria en sentit contrari a les agulles del rellotge. L'inici de l'estructuració compressiva tingué lloc al Maastrichtià (Simó 1985, Simó i Puigdefàbregas 1985, Vergés i Martínez 1988) i es perllongà fins a l'Oligocè i Miocè inferior a les zones orientals i occidentals respectivament (Sáez 1987, Vergés i Muñoz 1990, Puigdefàbregas i Soler 1973). A partir de l'Oligocè, al Pirineu oriental, es produeixen processos d'estensió que donen lloc a dos sistemes de falles, un d'orientació NNW-SSE a ENE-WSW i que tingué lloc entre l'Oligocè i el Miocè inferior, i l'altre amb falles d'orientació NW-SE i que tingé lloc durant el Miocè superior (Arthaud et al. 1981).

- **La Serralada Ibèrica, Zona d'Enllaç i Cadena Costanera Catalana.** La interacció entre les plaques Africana i Euroasiàtica ha produït deformació més enllà de les vores d'aquestes. La Serralada Ibèrica, la Zona d'Enllaç i la Cadena Costanera Catalana en són un exemple. Ja s'ha comentat que el terme de Serralada o Sistema Ibèric, en el sentit àmpli, inclou també la zona de la Cadena Costanera Catalana i la Zona d'Enllaç (Guimerà 1983). Aquestes cadenes se situen entre els Pirineus i la Serralada Bètico-Balear i estan formades per estructures compressives producte de la inversió paleògena de conques mesozoiques. La Serralada Ibèrica, en sentit estricte, es caracteritza per un sòcol hercinià i triàsic afectat per sistemes d'encavalcaments NW-SE amb algunes falles de direcció NW-SE sinistres convergents, per encavalcaments de direcció E-W, i per una cobertora juràsica i cenozoica deformada per sistemes de plecs i encavalcaments (Richter i Teichmüller 1933, Viallard 1983, Viallard 1988, Guimerà i Álvaro 1990). La Cadena Costanera Catalana, en el sentit geològic del terme, es caracteritzen per falles de sòcol subverticals que s'activaren durant l'Eocè inferior-mitjà fins a l'Oligocè superior com a falles direccionals sinistres i convergents i que es disposen esglaonades dextrògiramant en el sentit de Rodgers (1980) (Anadón et al. 1979, Anadón et al. 1985, Guimerà 1984, 1988). Entre l'Oligocè i el Miocè (Anadón et al. 1983) s'inverteix el moviment d'algunes d'aquestes falles que actuen com a normals en un context extensiu donant lloc a un sistema de horsts i grabens (Fonboté 1954).

- **El sistema Bètico-Balear.** Constitueix la serralada més meridional de l'orogen alpí i limita, al S amb la Conca Algeriana. Resulta de la col·lisió entre Euràsia i Àfrica, sent la microplaca ibèrica solidària amb la primera. L'estructura compressiva es caracteritza per encavalcaments de direcció WSW-ENE i permet diferenciar dues grans zones: 1) les zones internes, més meridionals, caracteritzades per l'aflorament de materials del sòcol i del triàsic inferior-mitjà i per l'apilament antiformal d'encavalcaments dirigits cap al NNW i W amb la presència de falles direccionals (Platt i Behrmann 1986, García-Dueñas et al. 1987, Larouzière et al. 1987, Banks i Warburton 1991) i 2) les zones externes més septentrionals, que mostren un nivell de desenganxament en el Trias i es caracteritzen per la presència de plecs i encavalcaments afectant la cobertora dirigits cap al NNW a WNW (Vera 1983). La compressió tingué lloc a les zones internes entre l'Oligocè superior i l'Aquitanià inferior i a les externes entre l'Aquitanià i el Langià-Serravalià. Sincrònicament a la compressió s'esdevingueren episodis extensius i direccionals a les parts internes que reactivaren antics plans de fractura d'encavalcament a partir de l'Aquitanià i que es propaguaren cap a les zones externes durant el Serravalià (Sanz de Galdeano 1990, Azéma 1977, Ramos-Guerrero et al. 1989, Comas i García-Dueñas 1988, Alvaro et al. 1984, Estévez et al. 1982, 1984).

- **Els Mogrèbides.** Constitueixen una serralada alpina al N de la placa africana que mostra una estructura molt semblant a la del Sistema Bètic. S'hi diferencien unes zones internes caracteritzades per una estructura d'apilament de làmines d'encavalcament que afecten el sòcol i unes zones externes, desenganxades a nivell del Trias superior, que formen sistemes d'encavalcants imbricats cap el W i S (Morley 87, Wildi 1983). A les zones internes, la compressió s'inicià durant l'Eocè i a les externes tingué lloc durant el Tortonjà i el Pliocè (Wildi 83, Leblanc i Oliver 84, Auzende et al. 1973, Biju-Duval et al. 1978).

- **Els Apenins.** L'edifici compressiu dels Apenins està format principalment per encavalcaments dirigits cap a l'E a les parts septentrionals i cap al S a les meridionals, desenvolupats a la cobertura mesozoica i cenozoica. La compressió hi començà a l'Oligocè inferior a les parts septentrionals i al Miocè inferior a les meridionals migrant cap a les zones més externes que se situen més a l'E (Carmignani et al. 1978, Bonardi et al. 1980). Sincrònicament a la compressió de les zones externes, a les zones internes s'hi desenvoluparen sistemes extensius durant el Miocè, processos que anaren migrant cap a les zones externes.

- **Els Alps Occidentals.** Aquest edifici compressiu situat a la part més septentrional de la Mediterrània occidental mostra també una estructura diferent en les zones internes i les externes. Les zones internes estan formades principalment per apilaments d'unitats que afecten el sòcol hercinià i la cobertura mesozoica. Les zones externes, a més d'aquestes estructures mostren també encavalcaments que afecten la cobertura mesozoica i cenozoica, desenganxada a nivell del Triàsic o bé de Callovià-Oxfordià, dirigits cap al W i al S. Als Alps occidentals la compressió tingué lloc entre el Cretaci i el Pliocè, amb un màxim durant l'Oligocè i el Miocè.

- **Conca Liguro-Provençal.** Aquesta conca se situa entre la Provença i les illes de Còrsega, Sardenya i Menorca. S'hi distingeixen dues grans zones separades per una falla transformant: el Golf de Lleó, a l'E i el Golf de Gènova o mar Lìgur, al W. La seva estructura està controlada per un aprimament important de l'escorça que fa que al centre de la conca aquesta sigui de tipus oceànic (Burrus 1984). Aquest aprimament començà a l'Oligocè (Arthaud et al. 1981) i donà lloc a una estructura en horsts i grabens a les seves vores mentre que la zona central es troba dominada per fenòmens volcànics. El reblliment sedimentari arriba a tenir 7 km (Mauffret et al. 1973) de potència i enregistra el període sin-rift, d'edat oligo-aquitania (Cravatte et al. 1974, Hsü et al. 1978), i el post rift o d'acreció oceànica d'edat aquitania-burdigaliana (Burrus et al. 1987).

- **Conca Nord-Africana.** Amb aquest nom s'indiquen principalment dues conques situades al N d'Àfrica: la conca Algeriana i el mar d'Alborán. Se situen en una zona on l'escorça es troba molt aprimada i mostra un sistema de horsts i grabens de direccions ENE-WSW i NNW-ESE (Banda et al. 1983, Medialdea et al. 1986). La potència dels sediments que rebleixen aquestes conques és de 7 i 4 km respectivament (Auzende et al. 1975, Finetti i Morelli 1973). L'extensió a les vores de la conca començà al Miocè superior-Pliocè i segueix tenint lloc actualment (Weiler i Stanley 1973). Les dades sedimentològiques indiquen que la conca s'inicià al Serravalià (Mulder i Parry 1977), sincrònicament amb l'emplaçament d'encavalcaments a les zones externes dels sistemes Bètico-Balear i Mogrèbide.

- **La conca Tirreniana.** Aquesta conca se situa entre la Península italiana, Sicília i el bloc Corso-Sard. En aquesta zona l'escorça és molt prima i possiblement és de tipus oceànic en algunes zones centrals (Fahlquist i Öttersy 1969). Es troba controlada, per una banda, per la tectònica extensional que ha donat lloc a estructures en horst i graben paral·lels als Apenins, amb abundància d'edificis volcànics, i per l'altra, per falles transformants de direcció NW-SE. A les parts més occidentals de la conca l'estructuració tingué lloc al Tortonà i a la part meridional i oriental al Pliocè-Pleistocè (Cello et al. 1982).

- **El Bloc Corso-Sard.** Aquest bloc inclou les illes de Còrsega i Sardenya i limita amb la conca Tirreniana a l'E, i amb la Liguro-provençal al W. Està constituït per un sòcol hercinià i, a Sardenya, per una cobertora mesozoica. Amb l'excepció de l'extrem NE de Còrsega, no s'observen estructures compressives alpines en aquest bloc: en canvi les estructures estensives i el volcanisme l'afecten des de l'Oligocè fins al Pleistocè (Lherchi i Montadert 1982), amb un període menys actiu entre l'Aquitanià i el Pliocè (Letouzey et al. 1982). La seva posició actual es deu a l'obertura de la conca Liguro-Provençal que va provocar una rotació sinistre del Bloc Corso-Sard (Mattauer 1973).

1.5.2. ESTRUCTURA I EVOLUCIÓ DE LA CONCA CATALANO-BALEAR.

La Conca Catalano-Balear se situa entre les serralades Ibèrica, Costaneres Catalanes i el Sistema Bètico-Balear. Es caracteritza, per una banda, per mostrar una escorça aprimada (Hinz 1972, Morelli et al. 1975, Galdeano i Rossignol 1977, Banda et al. 1980, Martín i Suriñach 1988, Gallart et al. 1990, Watts et al. 1990), essent l'aprimament màxim al centre del solc, tot i que aquest és també considerable a les zones emergides (Cadena Costanera Catalana, SE del Sistema Ibèric, E del sistema Bètic i promontori Balear), i per l'altra, per la sobreposició d'estructures compressives i extensives (fig. 1.7). Aquesta conca es diferencia de la resta de les de la Mediterrània occidental per la seva asimetria que és el producte del desenvolupament sincrònic d'estructures compressives a una vora de la conca i extensives a l'altra. Així, les estructures de la conca permeten diferenciar dos dominis (Fontboté et al. 1989):

- Domini Catalano-Valencià, on durant el Neógen tan sols es desenvoluparen estructures extensives.
- Domini Bètico-Balear, on entre l'Oligocè superior i el Miocè mitjà es produïren estructures compressives i a partir del Miocè mitjà-superior estructures extensives.

L'estructuració de la conca ha tingut lloc en quatre etapes ben diferenciades (Fontboté et al. 1989):

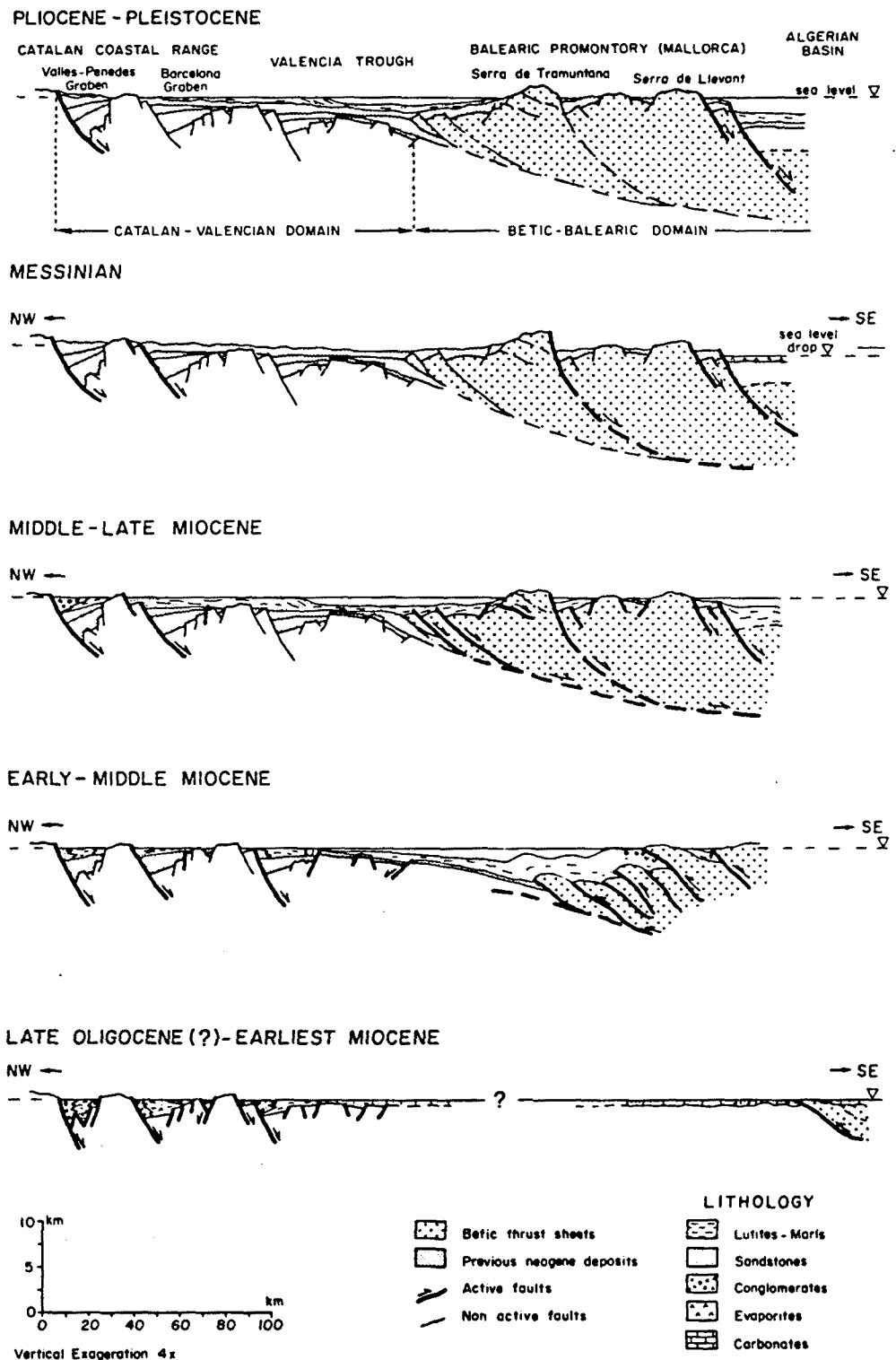


Fig. 1.7. Esquema sintètic de l'evolució de la Conca Catalano-Balear des de l'Oligocè superior fins ara. (de Fontboté et al. 1990).

Fig. 1.7. Synthetic schematic of the evolution of the Catalan-Balearic Basin from the upper Oligocene to the present (from Fontbote et al 1990).

1. *Mesozoic*. Aquesta etapa es caracteritza per la formació d'estructures extensives en tota l'àrea que ocupà la conca. La tectònica extensiva tingué lloc posteriorment a l'orogènia herciniana i donà lloc a la formació de cubetes limitades per falles d'orientació NE-SW a ENE-WSW a la zona Catalano-Balear i NW-SE a E-W a la Serralada Ibèrica i Zona d'Enllaç.

2. *Trànsit Cretaci-Paleocè a Oligocè superior*. Aquesta etapa es caracteritza per la formació generalitzada d'estructures compressives, producte de la convergència entre Ibèria i Euràsia. La deformació es concentrà a les vores de les conques extensives fent emergir, mitjançant inversió tectònica, aquestes conques (Serralada Ibèrica, Cadena Costanera Catalana i Solc de València). La orientació més obliqua o més ortogonal de les antigues falles respecte de l'escurçament N-S produí falles direccionals-compressives NE-SW a les Cadena Costanera Catalana i NW-SE a la Serralada Ibèrica, o encavalcaments E-W a la zona d'enllaç. L'inici de l'estructuració compressiva migrà de NE (Cretaci superior i Oligocè inferior-mitjà) cap a SW (Eocè mitjà-Oligocè-Miocè mitjà).

3. *Oligocè terminal-Miocè mitjà*. Es caracteritza per la simultaneïtat d'estructures compressives al domini Bètico-Balear i extensives al domini Catalano-valencià. L'obertura de la conca Liguro-provençal donà lloc a un sistema extensiu de falles normals ENE-WSW a N-S que van generar un sistema de horsts i grabens d'orientació ENE-WSW a N-S a les Cadena Costanera Catalana i al Sistema Ibèric, així com a un enfonsament de les antigues cubetes mesozoiques elevades en l'etapa compressiva mitjançant la inversió negativa de les fractures principals. Al mateix temps s'edifica un sistema contractiu al domini Bètico-Balear, amb estructures de vergència NW i apilaments d'encavalcaments. L'activitat extensiva del domini Catalano-Valencià experimentà una disminució a partir del Burdigalià inferior, limitant-se aquesta activitat a les falles més marginals de la vora NW.

4. *Miocè mitjà-Quaternari*. Es caracteritza pel domini de les estructures extensives. Al domini Bètico-balear es produeix una extensió sobreposada al sistema contractiu formant-se un sistema de horsts i grabens orientats ENE-WSW producte del reaprofitament dels antics encavalcaments. A la zona Catalano-Valenciana l'extensió continuà esmorteïnt-se.

1.5.3. LA SERRALADA IBÈRICA

La Serralada Ibèrica, en el sentit àmpli del terme, constitueix l'edifici compressiu situat entre el Pirineu i la serralada Bètica. Està constituït per un conjunt d'estructures desenvolupades durant la compressió terciària a l'interior de la placa ibèrica. S'hi observa majoritàriament la presència d'un sòcol hercinià format per roques paleozoiques deformades durant l'orogènia herciniana, un nivell triàssic i una cobertora Juràsico-cretàcica essencialment carbonàtica (Richter i Teichmüller 1993,

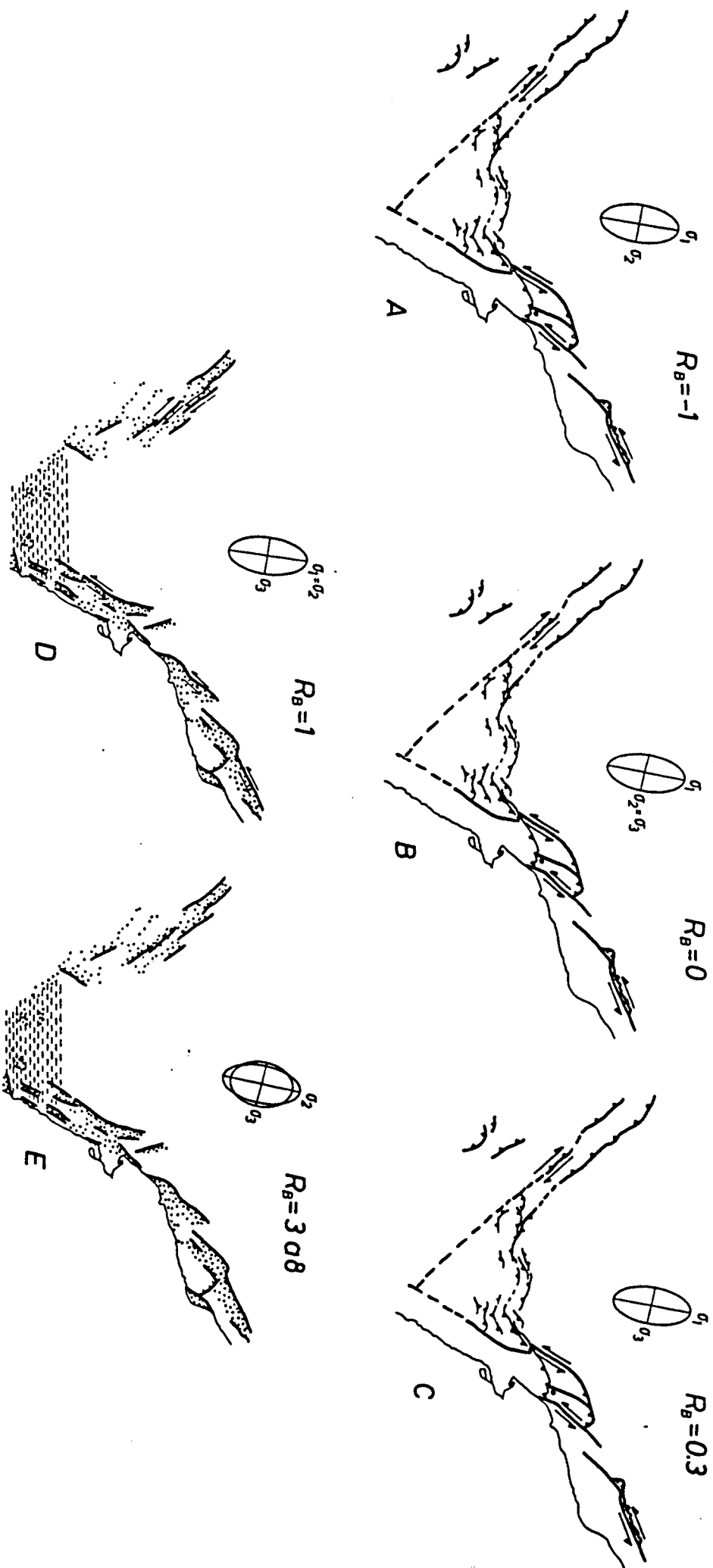


Fig. 1.8. Resum de la cinemàtica de les macroestructures de la Serralada Ibèrica des del paleògen interpretada per Guimera (1984). Les macroestructures compressives i distensives i les seves relacions temporals i espacials poden ser explicades variant el valor de R_B (relació entre els esforços principals) i conservant-ne l'orientació.

Fig. 1.8. Summary of the kinematics of the macrostructure of the Iberian Range from the paleogen interpretation of Guimera (1984). The compressed and extended macrostructures and their relationships temporal and spacial that can be explained by variations in value of R_B (relationship between the principal stresses) and maintaining its orientation.

Viallard 1983, 1980, Guimerà i Alvaro 1990). Aquestes grans unitats estratigràfiques condicionen l'existència de tres grans nivells estructurals:

- El sòcol hercinià, juntament amb els nivells carbonàtics i continentals del Triàsic es troben afectats per plecs de gran amplitud i falles inverses i direccionals amb tendència a verticalitzar-se.
- Els nivells evaporítics i margosos del Triàsic es troben molt deformats per dúplexs a Villahermosa (Dinarés i Guimerà 1987). Aquest nivell estructural actua com a nivell de desenganxament regional.
- Els sediments carbonàtics del Juràssic i Cretaci, i localment del Paleògen basal, constitueixen el nivell superior que forma làmines d'encavalcament i plecs (Guimerà et al 1992).

L'orientació de les estructures principals permet diferenciar tres grans zones dins de la Serralada Ibèrica (fig. 1.8): la Cadena Costanera Catalana amb estructures de direcció predominantment NE-SW, la zona d'Enllaç, amb estructures de direcció E-W, i la Serralada Ibèrica en sentit estricte, amb estructures predominantment NW-SE (Guimerà 1984).

En aquesta última zona les falles de sòcol importants han experimentat durant la compressió moviment invers i, sovint, amb component dextre. Les estructures de la cobertura estan influïdes per les de sòcol i per l'existència del nivell de desenganxament triàsic (Richter i Teichmüller 1933, Viallard 1983). La deformació hi tingué lloc entre l'Oligocè terminal i l'inici del Miocè (Viallard, 1973, Adrover et al., 1983, Riba i Rios 1960-62, Viallard 1976, Guimerà 1987, Riba 1964).

A la Cadena Costanera Catalana les estructures compressives, principalment falles de sòcol, tenen una direcció predominant NE-SW, que varia entre NE-SW i ENE-WSW (Fontboté, 1954). Aquestes estructures mostren un esglaonament dextre en el sentit de Rodgers (1980) (Anadón et al. 1985, Guimerà 1988). Durant la compressió paleògena aquestes falles han actuat com a inverses i direccionals sinistres, mentre que han rejugat com a falles normals durant la distensió neògena. La deformació ha estat absorbida majoritàriament per les zones de fractura que separen blocs molt poc deformats (Julivert, 1978). La zona es troba també afectada per falles direccionals d'orientació NW-SE, transversals a la cadena (Guimerà 1984). L'anàlisi de les estructures en els sediments terciaris mostra que la deformació s'inicià a l'Ilerdià-Cuisià i finalitzà a l'Oligocè a la zona septentrional i s'inicià al Biarritzià i finalitzà a l'Estampià a la meridional (Ashauer i Teichmüller 1935, Anadón et al. 1979, Anadón et al. 1985). Se'n dedueix una migració de la deformació de NE a SW i de SE a NW (Guimerà 1984).

La Zona d'Enllaç es diferencia de la Cadena Costanera Catalana i de la Serralada Ibèrica en sentit estricte per la presència d'estructures (encavalcaments i plecs) predominantment E-W (Canérot 1974, Robles-Orozco 1974, Canérot i Cadillac 1977), -amb l'excepció de les zones on aquestes estructures canvien de direcció-, i per la presència d'una cobertura mesozoica molt potent formada sobretot per Cretaci inferior (Brinkmann, 1960-62). Aquestes estructures són molt evidents al front

septentrional de la zona d'Enllaç i van perdent intensitat cap al S on s'observa una estructura sub-tabular (Canérot 1974).

L'estudi de la deformació dels sediments terciaris ha permès interpretar que les estructures compressives de les tres zones que formen la Serralada Ibèrica, tot i que les orientades E-W van formar-se posteriorment, han actuat parcialment al mateix temps (Guimerà 1984, 1988). Guimerà (1984, en premsa) presenta un model que permet interpretar que tant la compressió com l'extensió que han tingut lloc a la Serralada Ibèrica en sentit àmpli, poden explicar-se mitjançant un eix principal d'esforç horitzontal màxim d'orientació aproximadament N-S, direcció similar a la de convergència entre Europa, Ibèria i Àfrica durant el Cenozoic.

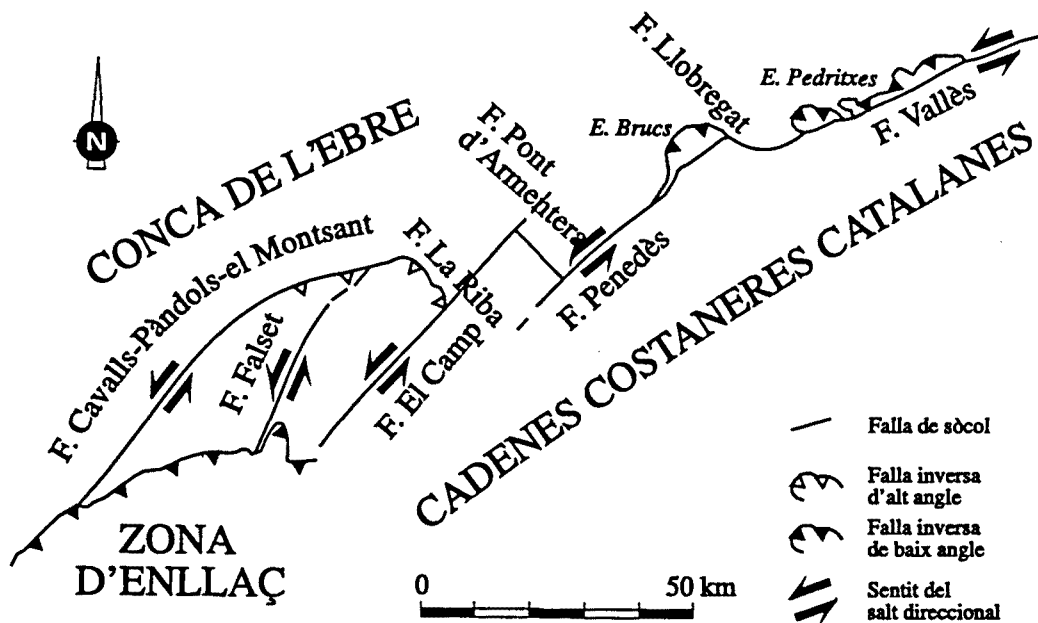


Fig. 1.9. Esquema estructural de les principals falles de sòcol de les Cadenes Costaneres Catalanes que actuen com a falles direccionals i inverses durant el Paleògen. (Modificat de Anadón et al. 1985).

Fig. 1.9. Structural schematic of the principal basement faults of the Catalan Coastal ranges that act like directional faults and inverses during the Paleogen (Modified from Anadon et al. 1985).

1.5.4. LA ZONA ESTUDIADA: LES CADENES COSTANERES CATALANES

Considerant el terme en el sentit orogràfic, la zona de les Cadenes Costaneres Catalanes contenen dues unitats geològiques: la Cadena Costanera Catalana en sentit geològic i part de la zona d'Enllaç (Guimerà 1988). Aquestes unitats es diferencien principalment gràcies a les estructures compressives, mentre que les estructures distensives (domini catalano-valencià del solc de València) s'hi sobreposen, a la zona d'estudi de forma homogènia.

1.5.4.1. LA CADENA COSTANERA CATALANA

La Cadena Costanera Catalana, que aquí és estudiada des del Montseny cap al SW, es caracteritza sobretot per falles longitudinals de sòcol i subverticals, disposades esglaonadament, en sentit dextre, amb orientació NE-SW (entre N070E i N030E) (fig. 1.9 i 1.10). Les principals són la del Vallès-Penedès, la de Miramar (el Camp) i la de Cavalls-Pàndols (Gandesa-Ulldemolins) (Anadón et al. 1985, Guimerà 1988). També s'observen falles d'orientació NW-SE transversals a la cadena de menor importància, com la del Llobregat, la de Pont d'Armentera i la de la Riba. L'activitat de les falles de direcció NE-SW ha determinat l'existència de zones allargades on s'ha concentrat la deformació i que limiten blocs on la deformació és molt menys important.

La compressió paleògena que succeí un període distensiu en el que es formaren les conques mesozoiques, produí tres grans tipus d'estructures controlades per les falles principals de sòcol:

- Grans falles subverticals i amb desenvolupament local de "fault gauges" de potència considerable -fins a 400 m- (Julià i Santanach 1984). Aquestes falles han experimentat moviment direccional sinistre i convergent -transpressió- (Guimerà 1984).
- Flexions amb l'eix paral·lel a les falles longitudinals que provoquen la verticalització i, inclús, l'inversió de la discordança entre el Paleozoic i el Buntsandstein.
- Escates de materials hercinians (Les Pedritxes i el Bruc) encavalcant sobre dels materials paleozoics, mesozoics i paleogens. Aquests encavalcaments es verticalitzen i s'arrelen a les grans falles de sòcol (Fontboté 1954, Julià i Santanach 1984).

Aquest període compressiu féu que la cobertura quedés afectada per falles longitudinals de sòcol o bé d'altres de paral·lel·les i, també, per flexions. Aquestes flexions tenen un caràcter diferent segons la composició de la cobertura (Anadón et al. 1985)(fig. 1.11). Així, allí on aquesta està formada per la sèrie triàsica incloent-hi el Keuper, el Muschelkalk mitjà i superior i la resta del

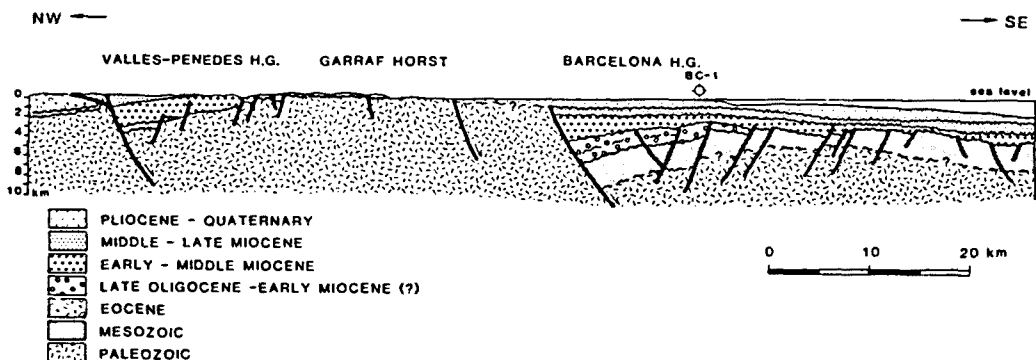
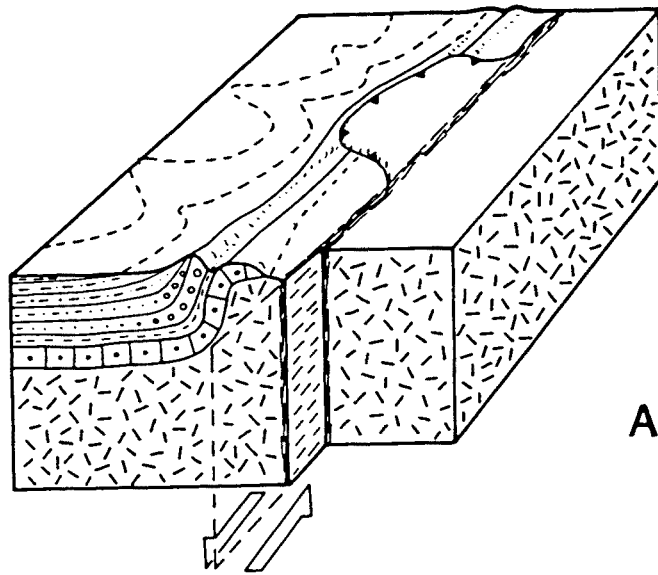


Fig. 1.10. Tall general de les Cadenes Costaneres Catalanes realitzat a través de la fossa del Vallès, el Garraf i el pla de Barcelona. (De Bartrina et al. 1992).

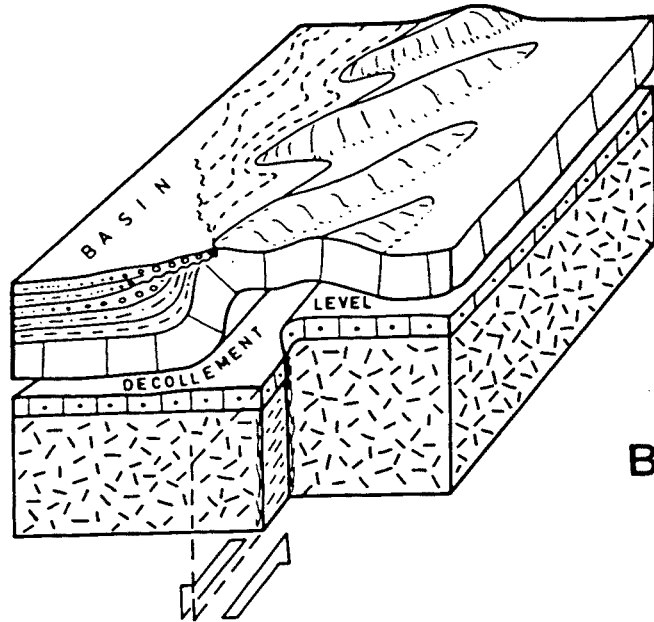
Fig. 1.10. A general cross section of the Catalan Coastal Ranges realised across the Valles basin, Garraf heights and the Barcelona basin. (from Bartrina et al.1992).

Fig. 1.11. Blocs diagrama esquemàtics dels dos tipus de situacions estructurals que han tingut lloc a les Cadenes Costaneres Catalanes en funció de les característiques de la cobertura, com a resultat del lliscament direccional sinistre de les principals falles de sòcol durant el Paleògen: a) allí on el nivell de desenganxament triàssic no existeix, la cobertura es deforma solidàriament amb el basament i les falles de sòcol arriben a la superfície i creen en algun cas escates encavalcants i flexions; b) allí on existeix el nivell de desenganxament triàssic, la cobertura es deforma independentment del basament, i es formen plects esgraonats i la falla principal no arriba a tallar la superfície. (De Anadón et al. 1985).







Fig. 1.11. A schematic block diagram of two types of structural situation that have taken place in the Cadenes Costaneres Catalanes as a function of the characteristics of the covering, as a result of sinistral directional slipping of the principal faults at the base during the Paleogen period:a) there, where the level of triassic decollement didn't exist, the covering is solidly deforming with the basement and where faults at the base have occurred on the surface creating in some cases thrust flaking and flexing; b)there where there exists a level of Triassic decollement , the surface is deformed independently of the basement, and is forming stepped folds and the principal fault does not reach to cut the surface (from Anadon et al.1958).



A



B

- | | | | |
|---|------------------------------------|---|---------------------------|
|  | PALEOGENE |  | LOWER AND MIDDLE TRIASSIC |
|  | JURASSIC |  | HERCYNIAN BASEMENT |
|  | DÉCOLLEMENT LEVEL (UPPER TRIASSIC) |  | FAULT GOUGE |
- ~~~~~ ANGULAR UNCONFORMITY

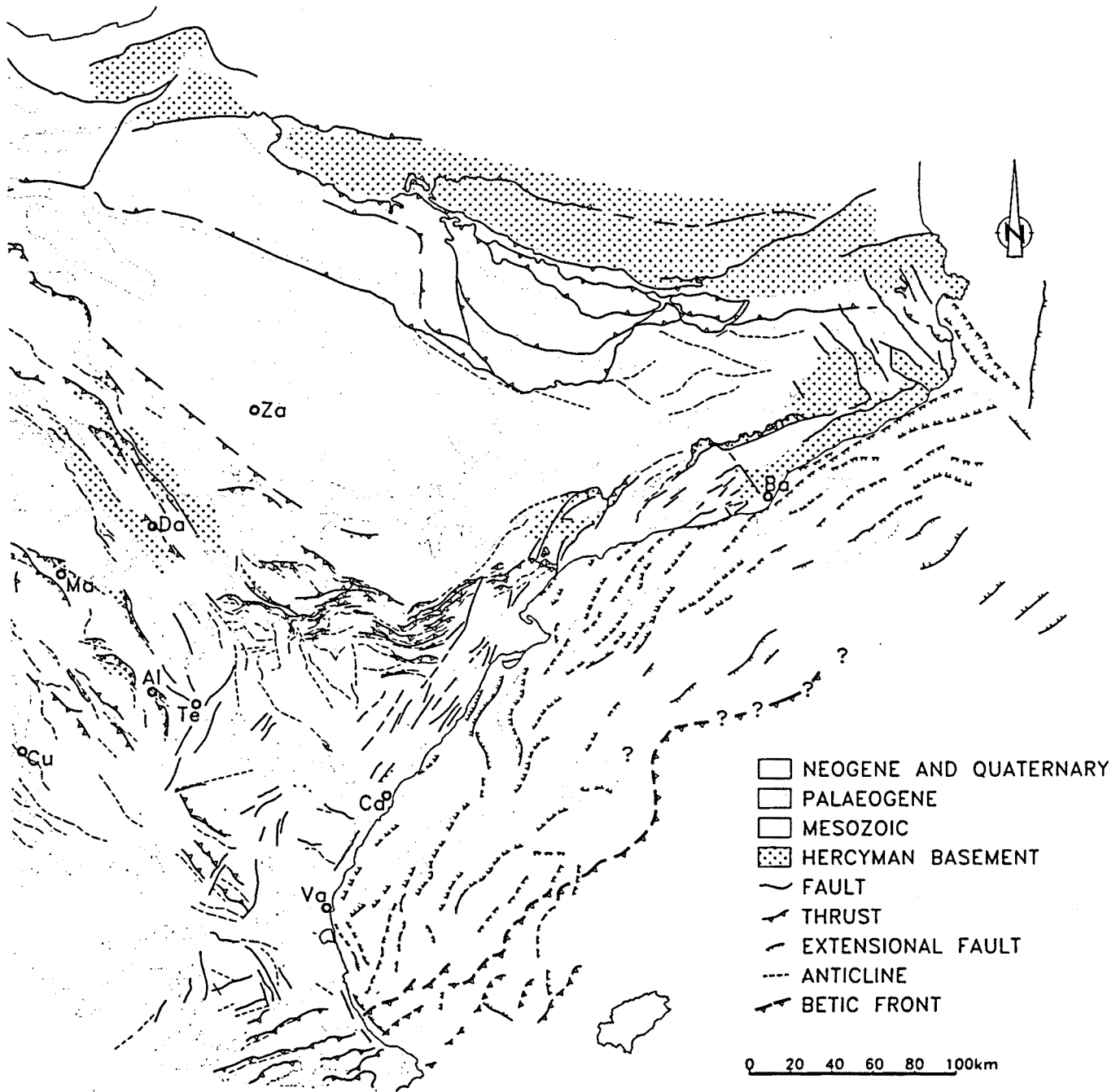


Fig. 1.12. Principals estructures de la Zona d'Enllac i la seva relació amb les de les unitats veïnes (De Guimerà 1984).

Fig. 1.12. The principal structures of the Zona d'Enllac and it's relationship with neighbouring units.

Mesozoic (Cavalls-Pàndols), la cobertura es deforma independentment del sòcol (nivell de lliscament al Keuper) i es forma una flexió o anticlinal allargat amb plecs esglaonats, sense que aflori el sòcol. El Buntsandstein i el Muschelkalk inferior actuen solidàriament amb el sòcol. En canvi, allí on la cobertura està formada tan sols pel Buntsandstein i el Muschelkalk, aquesta es deforma solidàriament amb el sòcol (Vallès-Penedès i Miramar).

A les zones compreses entre les zones de falla (Serra de Collserola, Massís del Garraf, Bloc del Gaià, Massís del Bonastre, Massís de Prades-Priorat) l'estructura és subtabular i fou afectada localment i de forma lleugera durant la compressió per falles sobretot de tipus direccional (Guimerà 1988).

L'estructura distensiva neògena s'ha sobreimposat a les estructures compressives, creant una estructura de horsts i grabens i donant lloc a les semifosses amb rebliment neogen que actualment dominen el paisatge de la zona (Vallès Penedès, el Camp, el Pla de Barcelona). Les dades geològiques i geofísiques (gravimetria, sísmica, elèctrica) mostren que aquestes fosses tenen una estructura en semigraben, amb la falla principal situada a la vora nordoccidental (Fontboté 1954). En algunes zones s'observen els sediments pliocens i quaternaris fossilitzant aquestes falles (Gallart 1981, Amigó 1986) tot i que en alguns casos es troben afectats per elles (a la zona de Sant Quintí de Mediona la falla afecta conglomerats pliocens, vegeu explicació a capítol d'indicadors estructurals d'activitat neotectònica). En el marge sudoriental de la fossa del Vallès-Penedès les falles es troben fossilitzades per sediments del Burdigalià superior-Languità, que es troben a voltes lleugerament afectats per petits desplaçaments posteriors de les falles (Llopis 1947, Crusafont et al. 1955, Cabrera 1979, 1981). El substrat mesozoic i paleozoic d'aquestes fosses es troba afectat per falles normals d'orientació NE-SW i NW-SE que el compartimenten en blocs. El salt de les falles principals arriba a ser de 4000 m a la part central de la fossa del Vallès-Penedès (Bartrina et al. 1992).

L'etapa distensiva es caracteritza al N de la Cadena Costanera Catalana, a més del desenvolupament de falles normals, per un volcanisme alcalí intraplaca de característiques petrològiques i geoquímiques molt semblants a les del volcanisme desenvolupat a França i Alemanya en relació als processos de rifting. Aquestes manifestacions volcàniques es disposen al llarg de fractures normalment orientades NW-SE. Les datacions radiomètriques del volcanisme del NE de Catalunya mostren que aquest ha evolucionat des de les zones més properes a la costa (l'Empordà) on tingué lloc entre 10 i 8 Ma cap a les més allunyades de la costa (la Garrotxa) on se li atribueix una edat de 0.7 a 0.01 Ma, passant per la zona intermèdia de la Selva on tingué lloc entre 7.9 i 1.7 Ma (Donville, 1973, Araña et al. 1983). La composició d'aquestes roques volcàniques mostra que els magmes provenen del mantell superior litosfèric en el cas de la zona de l'Empordà i astenosfèric en el cas de les roques més modernes de la Selva i la Garrotxa. Martí et al. (1992) interpreten aquest fet com resultat d'un increment de la taxa d'extensió des del Miocè superior fins a l'actualitat.

1.5.4.2.LA ZONA D'ENLLAÇ

Aquesta zona es caracteritza pel predomini d'estructures E-W (fig. 1.12)(Canérot 1974, Robles-Orozco 1974, Bayó et al. 1976, Canérot i Cadillac 1977, Guimerà 1984) i per una cobertura mesozoica gruixuda. La zona estudiada només inclou el sector més oriental i septentrional de la Zona d'Enllac, que coincideix amb el front septentrional d'aquesta i amb la zona de virgació on les estructures paleògenes canvien l'orientació cap a una direcció NE-SW. En aquesta zona les estructures NE-SW mostren una vergència cap al N i es troben fortament deformades, amb sistemes d'encavalcaments imbricats i també plecs. Aquestes estructures es disposen en la seva part més frontal sobre dels dipòsits de la conca de l'Ebre així com sobre la Cadena Costanera Catalana.

L'estructura distensiva es mostra, a l'igual que a les Cadena Costanera Catalana, sobreposada a la compressiva i ha donat lloc a la fossa del Baix Ebre, d'orientació NNE-SSW, i al pla del Burgar, d'orientació N-S. Totes dues reblertes de sediments neogens i sobretot quaternaris.

La descripció dels materials i de les principals estructures que formen els horsts així com del rebliment de les fosses neògenes de la zona estudiada s'exposa al capítol "Fronts muntanyosos".

1.6. ANTECEDENTS

Els treballs publicats que se centrin en l'anàlisi de l'activitat neotectònica a la zona són pocs i poc exhaustius. La major part de les cites que s'exposen a continuació són extretes de treballs l'objectiu principal dels quals no és, en gairebé cap cas, l'estudi de la neotectònica. Es tracta en general de publicacions sobre la morfologia, l'estructura o la geologia regional de parts de les Cadenes Costaneres Catalanes. El renaixent interès per la neotectònica es fa patent en l'observar els anys de publicació d'aquests treballs. Així, fins als anys cinquanta i seixanta, la descripció de deformacions tectòniques de la morfologia o els sediments recents, a la zona d'estudi, es pot considerar relativament abundant, mentre que entre els anys seixanta i vuitanta les publicacions sobre el tema són pràcticament inexistentes. A partir d'aquesta dècada, i fins avui, les mencions de deformacions recents han augmentat progressivament. A continuació faig una breu exposició de les diverses publicacions on he pogut consultar referències de deformacions recents tant de la zona estudiada com de les zones veïnes.

1.6.1. TREBALLS AMB INFORMACIÓ NEOTECTÒNICA REFERENT A LES CADENES COSTANERES CATALANES.

No existeix cap treball que faci un recull exhaustiu dels indicadors neotectònics de les Cadenes Costaneres Catalanes. Tan sols Fontboté et al. (1984) realitzen un repàs tant dels mètodes de treball com dels exemples més interessants de l'evolució tectònica recent de les Cadenes Costaneres Catalanes, del Pirineu i de la Conca de l'Ebre. Julià (1980) i Julià i Santananch (1980) exposen en una guia de camp, alguns aflorments d'interès neotectònic del litoral català. En aquesta guia es descriuen falles pliocenes normals i direccionals a la zona de l'Empordà -aquestes últimes indiquen una compressió N-S-, així com falles normals i basculaments pliocens i quaternaris al Baix Ebre, mentre que a la zona de les fosses del Vallès-Penedès i del Camp, les descripcions fan referència a la tectònica miocena. D'una manera més lateral, cal també destacar l'estudi del termalisme de les Cadenes Costaneres Catalanes realitzat per Albert (1976) en el que es mostra la relació d'alguns d'aquests esdeveniments termals amb la geologia i l'estructura local.

A la fossa del Baix Ebre i als plans de l'Aldea i Sant Jordi, diversos autors hi han observat indicadors d'activitat neotectònica, sobretot detectats gràcies als estudis realitzats en ventalls al·luvials, però també gràcies a evidències estructurals. Així, Julià et al. (1979) detecten una segmentació del ventall al·luvial de Sant Jordi; Roca (1984) apunta l'existència de fractures de sòcol actives per explicar la baixa sinuositat del front del Baix Ebre, en un estudi morfomètric d'alguns

ventalls al·luvials adossats a aquest; i Arasa (1985, 1992, 1994a, b) interpreta un episodi d'activitat tectònica recent basant-se en algunes observacions de fracturació realitzades al Baix Ebre.

No existeixen publicacions recents en les que es faci referència a indicis d'activitat tectònica recent a la fossa del Camp, a banda del treball realitzat per Masana (1991, 1993, 1994) i Masana i Guimerà (1992 a i b), els resultats del qual s'inclouen en aquesta memòria. Tot i així, Vilaseca (1919), menciona la possibilitat d'una activitat neotectònica a la costa. Aquest autor destaca la distància a la que han quedat els pilons per amarrar les embarcacions dels ports antics de Salou i Llatzaret, i cita un document d'Alfons II (1195) en el que es parla d'una extensa llacuna que vorejava l'antiga colònia de Callipolis, entre Salou i Tarragona, actualment desapareguda. Aquestes descripcions són poc compertes i significatives per a ser considerades com a proves de l'activitat neotectònica de la zona. Bataller i Vilaseca (1923) descriuen una platja aixecada als Replanells, Salou, que serà estudiada amb més detall, junt amb d'altres platges tirrenianes de la costa catalana, per Porta et al. (1981). Masana (1991) realitza un estudi de les dades exposades per Porta et al. (1981) referents a l'elevació de les terrasses litorals i conclou que aquest no constitueix un criteri suficient per a determinar l'existència d'activitat neotectònica a la zona.

A la fossa del Penedès els indicis de neotectònica publicats fan referència a la deformació que afecta els conglomerats pliocens de Riudebitlles, descrits per Gallart (1981). Aquest autor interpretà la alineació dels seus límits com deguda a una falla recent. Amigó (1986) realitza una anàlisi més detallada de la deformació que afecta aquests conglomerats i hi descriu l'existència de falles i d'una flexió sinclinal. Aquest autor realitza una estació d'anàlisi de població de falles a la vall de Sant Marc, en el contacte entre els sediments mesozoics de la Cadena Prelitoral i el Pliocè de la fossa del Camp i en dedueix una extensió E-W, amb una compressió màxima vertical. Així mateix, realitza una estació de mesures en els conglomerats pliocens -de Riudebitlles (Gallart 1981)-, entre Torrelles de Foix i Pontons, i en dedueix una compressió màxima N-S i una extensió E-W.

De Mas (1981, 1983) descriu fins a cinc nivells al·luvials, a més de diversos nivells de terrasses, a la fossa del Vallès. Algunes anomalies del modelat, sobretot pel que fa referència a les variacions en l'elevació dels nivells al·luvials són interpretades per aquest autor com degudes a moviments tectònics molt recents al llarg de fractures de sòcol ortogonals entre elles que, en canvi, es fan difícils d'observar en el camp.

Cal remarcar també l'existència d'algunes referències a moviments recents al pla de Barcelona entre les que destaquen les que descriu Solé (1963) en el seu estudi del Quaternari del Barcelonès, on interpreta una marcada subsidència del delta del Llobregat. També cal fer referència a les descripcions de Ribera Faig (1945) dels dipòsits quaternaris afectats per falles normals, en zones que actualment es troben ocupades per la ciutat.

Per últim, convé destacar algunes publicacions que fan referència a deformacions recents a la fossa de la Selva com la elaborada per Llopis (1943) en la que descriu diverses fractures a la zona de Caldes de Malavella, fractures que al camp queden reduïdes a flexions en els sediments neògens. També Solé (1948) fa menció a falles recents de poc salt a la Selva.

1.6.2. LA NEOTECTÒNICA DE LES ZONES VEÏNES.

Per tal de poder situar la zona estudiada en el context regional convé repassar les dades d'activitat neotectònica de les regions veïnes i de major influència sobre la zona estudiada. Així, a continuació exposo una síntesi de la informació sobre neotectònica regional disponible de la zona oriental de la Serralada Bètica, de la Serralada Ibèrica, de la Depressió de l'Ebre i finalment, dels Pirineus. Les dades de la sismicitat d'aquestes zones s'inclouen de forma general en el capítol de la sismicitat.

1.6.2.1. LA ZONA ORIENTAL DE LA SERRALADA BÈTICA.

L'existència d'activitat neotectònica de la Serralada Bètica queda demostrada per la fracturació que afecta sediments recents de la zona (Mezcua et al. 1984, Baena et al. 1982, Philip 1975, Bousquet et al. 1976, Baena et al. 1981, Zazo et al. 1981, Goy i Zazo 1983, Montenat et al. 1987, Sanz de Galdeano 1983 etc) acompanyada per l'elevada sismicitat que experimenta actualment. També la geomorfologia -fronts muntanyosos, ventalls al·luvials deformats, discordances progressives en sediments plio-quadernaris, deflaccions en canals fluvials, etc- corrobora l'activitat neotectònica de la zona (Silva et al. 1992a, b, Goy Zazo 1982, 1986, Goy et al. 1990).

L'evolució tectònica recent d'aquesta part de la serralada Bètica ha estat controlada principalment per la zona de cisalla de les Bètiques orientals, que es pot considerar com l'extrem septentrional d'una estructura major que travessa la Mediterrània occidental des d'Àfrica cap a Europa: la zona truncant del Trans-Alboran (Larouzière et al. 1988) que afecta tota l'escorça (Banda i Ansonage 1980) amb falles NE-SW i NW-SE. Aquesta zona de cisalla ha donat lloc a un cinturó sigmoide de direcció NE-SW on s'han desenvolupat conques quadernaries. La zona queda estructurada en tres dominis morfoestructurals: 1) la zona central o de desplaçament principal, on s'han format sistemes de falles direccionals de sòcol senestres (Bousquet 1979, Sanz de Galdeano, 1983, Silva et al. 1992b); 2) la terminació septentrional de la falla, que forma un ventall de fractures principalment inverses (Somoza 1989, Goy et al. 1990); i 3) la terminació meridional de la fractura principal, on també es forma un ventall, però on predominen les falles normals que afecten les platges tirrenianes (Bousquet 1979, Goy i Zazo 1986). Un altre conjunt de falles són les orientades NW-SE, menys importants que les anteriors. Aquestes falles actuen com a falles normals (Goy i Zazo 1986, Somoza et al. 1987) direccionals dextres al sector septentrional durant el Neògen i Quadernari (Montenat et al. 1987, Somoza 1989) i com a direccionals sinistres i dextres a la zona meridional (Goy i Zazo 1986). A més de fractures, la zona presenta també flexions i plecs esglaonats i/o paral·lels a les falles principals, que afecten el Quadernari (Silva et al. 1992a, Silva et al. 1993). Goy i Zazo (1986) consideren que entre el Pliocè superior i el Quadernari inferior el règim tectònic dominant a la zona fou extensiu -període en el qual es desenvoluparen el volcanisme calco-alcalí de Cabo de Gata-, que entre el Pleistocè inferior i el Pleistocè mitjà tingué lloc un període compressiu

(Bousquet et al. 1976, Bousquet i Philip 1976), i que finalment, en algunes zones tornà a produir-se extensió.

El camp d'esforç, deduït a partir de l'anàlisi de falles, diàclasis, còdols estriats, estilòlits i mecanismes focals, indica una direcció de compressió NNW-SSE general, mentre que a la Serralada Bètica, el moviment vers l'W de la microplaca d'Alborán fa que l'orientació del camp d'esforç sigui variable (Galindo-Zaldívar et al. 1993).

1.6.2.2.LA SERRALADA IBÈRICA.

L'evolució recent del camp d'esforç a la Serralada Ibèrica mostra diverses complicacions fruit de la interferència entre la compressió N-S regional i l'extensió E-W a ESE-WNW que s'inicià al Miocè inferior-mitjà (Simón-Gómez 1989). Alguns autors (Simón Gómez 1984, Casas-Sainz i Simón-Gómez 1986) interpreten fins a dos episodis extensius en el període neotectònic separats per una superfície d'erosió que consideren correlacionable amb la "superfície fundamental" descrita per Solé (1978) a la Meseta Ibèrica, d'edat finimiocena. Per aquests autors, el primer episodi extensiu donà lloc a diversos gràbens d'orientació ESE-WNW i NE-SW. El segon episodi extensiu hauria deformat la superfície d'erosió a partir del Pliocè superior i donat lloc a nous gràbens així com reactivat els formats en l'episodi anterior.

Per contra, Pailhe (1984) mostra que no es tracta d'una mateixa superfície d'erosió fracturada sinó de dues d'edat diferent, Miocè superior i Pliocè respectivament. Guimerà (1984) discuteix aquestes diferències i observa que algunes de les desnivellacions i abombaments proposades per Simón (1984) es poden explicar mantenint un pendent de la superfície d'erosió d'un grau, inclinació acceptable com a original. Aquest autor descarta que hi hagi una superfície d'erosió generalitzada afectada per falles.

Casas (1992) interpreta l'existència d'un camp d'esforç distensiu que afecta materials del Miocè superior i Pliocè a la Sierra de Cameros. En els dipòsits quaternaris descriu falles normals que proposa formades sota un camp d'esforç distensiu triaxial amb s_3 entre N-S i NNE-SSE (Casas et al 1989), tot i que no descarta que algunes d'aquestes falles siguin produïdes per processos diapírics.

1.6.2.3.LA CONCA DE L'EBRE

Les evidències de deformació en el període neotectònic són escasses i disperses a la Depressió de l'Ebre. A la vora propera a la Serralada Ibèrica les estructures descrites indiquen que les dues unitats estructurals han actuat solidàriament durant el Neogen (Simón-Gómez 1989). Alguns autors hi

han descrit deformacions en els sediments plio-aternaris, quasi totes coincidint amb alguna de les traces dels anticlinals salins que s'allarguen amb orientació E-W a la zona central. La influència de les evaporites s'ha considerat en quasi tots els casos l'explicació més plausible de les deformacions recents (Solé 1953, Calvet 1977). Cap a la zona central-occidental (La Molsosa, Castellfollit de Riubregós, Anfesta) les estructures de deformació són principalment extensives -falles normals, subsidències, dics clàstics- mentre que a la zona de l'eix del Cardener -Súria, Callús- la deformació mostra un caràcter compressiu -plecs, falles inverses- (Sans i Masana en preparació).

1.6.2.4. ELS PIRINEUS

L'activitat neotectònica del Pirineu ha estat estudiada sobretot a la seva zona oriental. Diversos estudis tectònics i geomorfològics han descrit l'existència de falles principalment, normals en aquesta zona. Així, el Rosselló i l'Albera han estat exposades a una tectònica extensiva que ha activat falles d'orientació NE-SW, NW-SE, i algunes de NNE-SSW i E-W (Collina-Girard 1989, Calvet 1994). Al Rosselló, l'activitat neotectònica més intensa s'inicià al mateix temps que es realitzà el poblament humà de la regió, que tingué lloc fa 1 Ma (Collina-Girard 1975). Les anàlisis morfològiques mostren l'existència d'abombaments, flexions i deformació fràgil en sediments plio-aternaris. Calvet (1994) considera que la tectònica ha minvat fins a resultar actualment poc intensa. Briaies et al. (1990) consideren que diverses falles normals (falla del Capcir, falla del Conflent-la Cerdanya i falla del Tec), d'orientació NE-SW a N-S i que tallen les estructures E-W dels Pirineus, caracteritzen la deformació neògena i quaternària de la regió. Per aquests autors les falles del Capcir i el Tec van ser actives durant el Quaternari, mentre que les falles del Conflent-La Cerdanya i part del sistema de falles del S d'Olot són, probablement, actives actualment. Contràriament, Philip et al. (1992) consideren que la tectònica extensiva oligo-miocena és seguida per una fase compressiva que dona lloc a falles inverses E-W i normals N-S, sota una compressió N-S. Aquesta afirmació es basa en set afloraments on els sediments quaternaris es troben afectats per falles inverses, deformació no descrita amb detall anteriorment, i que es contraposa a l'extensió post-miocena generalitzada, d'orientació E-W a NW-SE que interpreten Briaies et al. (1990).

Pel que fa al Pirineu Central, els treballs sobre l'activitat tectònica recent són molt més escassos i es limiten a la zona del batòlit de la Maladeta, on es descriu presència de falles normals de direcció WNW-ESE i E-W (Bordonau i Vilaplana 1986, Moya i Vilaplana 1992).

2. ANÀLISI DELS INDICADORS GEOMORFOLÒGICS D'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA

- 2.1. INTRODUCCIÓ**
- 2.2. FRONTS MUNTANYOSOS**
- 2.3. LA XARXA FLUVIAL**
- 2.4. ELS VENTALLS AL·LUVIALS**
- 2.5. DISCUSSIÓ**

RESUM

La detecció d'anomalies en la morfologia del relleu permet sovint determinar i caracteritzar l'existència de tectònica recent, i en algun cas datar la deformació. D'entre els avantatges importants de l'anàlisi morfològica aplicada a la neotectònica en destaquen la detecció de deformacions de poca intensitat i la possibilitat d'aplicar l'anàlisi a grans zones. L'estudi geomorfològic per a la detecció de neotectònica ha consistit en l'anàlisi de fronts muntanyosos, l'anàlisi de la xarxa fluvial i l'anàlisi dels ventalls al·luvials.

Un front muntanyós controlat per una falla neotectònica amb una activitat important es mostra poc degradat i amb unes característiques geomorfològiques concretes, entre les que destaquen, per a falles amb moviments verticals, les facetes triangulars, la sinuositat baixa, el drenatge perpendicular al front, l'índex de l'espaiat entre conques baix i els perfils topogràfics, perpendiculars al front, convexes cap a la base del front. Tot i que la morfologia dels fronts de les Cadenes Costaneres Catalanes es troba molt degradada he detectat la presència d'algunes d'aquestes característiques en els fronts del Baix Ebre, la part central de la falla del Camp, el front del Montseny i el front del pla del Burgar. Les facetes triangulars mostren fins a tres (en algun cas quatre) generacions ben definides (Montseny, el Camp i segment meridional del Baix Ebre) que no són presents en tots els fronts; les generacions més altes, i també més antigues, amb excepcions atribuïdes a contrastos litològics, es mostren més degradades i amb pendents menors que les del peu del front; tot i així, els pendents són baixos (11° - 33° a les facetes més baixes) si es comparen amb els fronts muntanyosos actius. Les facetes triangulars més altes preservades tenen una edat estimada entre 8 i 14 Ma. La sinuositat varia en els fronts mencionats entre 1.23 i 1.69 (el valor més alt correspon al front del Baix Ebre tot i que mesurat per segments mostra zones amb sinuositat 1.20) i l'índex de separació entre conques entre 0.42 i 0.53 (el front del Montseny mostra un valor alt: 0.96), valors baixos en comparació amb els dels altres fronts de la zona. Els perfils topogràfics longitudinals d'aquests fronts són convexos cap al peu del front. La dimensió fractal dels fronts estudiats és bimodal i més baixa en els fronts on la morfologia mostra d'altres indicis d'activitat tectònica recent, essent doncs, l'anàlisi de fractals, un mètode útil per a detectar els fronts formats més recentment. Aquests trets morfològics permeten interpretar un aixecament recent d'aquests fronts, tot i que la presència de pediments al peu d'algun d'ells (el Baix Ebre) i l'absència d'escarpament de falla a la base dels fronts indica que l'activitat actual és molt baixa o nul·la.

L'anàlisi de la xarxa fluvial en estudis de neotectònica permet analitzar i comparar grans zones, alhora que aporta informació tant dels moviments verticals com dels horitzontals que poden haver afectat la zona d'estudi. Es basa en la detecció d'anomalies en l'equilibri de la xarxa. Així, a les Cadenes Costaneres Catalanes he realitzat, per una banda, un estudi de l'equilibri dels perfils longitudinals dels cursos fluvials mitjançant el càlcul de l'índex de gradient, així com l'observació de les incisions produïdes pels cursos, i per l'altra, he analitzat la distribució en planta de la xarxa fluvial. L'anàlisi de l'índex de gradient ha permès detectar l'existència d'esglaons en el perfil longitudinal del riu que són difícils d'explicar mitjançant canvis litològics i que he interpretat com degudes a l'activitat tectònica recent. Aquestes anomalies es mostren en algun cas alineades subparal·lelament a les vores de les conques neògenes i afecten a sediments neògens i/o plioquaternaris. Les observacions sobre la incisió s'han realitzat per separat en les zones de fronts

montanyosos i en les fosses neògenes. En els fronts muntanyosos he realitzat l'anàlisi mitjançant l'aplicació d'un índex d'incisió (amplada/fondària de la vall) que es mostra baix (entre 3 i 6) en els fronts del Montseny, la part central del Camp i el Baix Ebre, coincidint doncs amb els fronts que mostren d'altres indicadors neotectònics d'aixecament recent. En les fosses neògenes he realitzat perfils topogràfics longitudinals que mostren clarament una incisió més intensa i verticalitzada a les fosses del Vallès i Penedès mentre que cap al S aquesta incisió decreix fins a fer-se mínima. Aquesta variació, junt amb la major presència de sediments plio-quadernaris a les fosses meridionals i a la major degradació d'aquests en les fosses septentrionals, permeten interpretar una subsidència a les fosses del Baix Ebre, i el Camp mentre que les fosses del Vallès i part del Penedès poden haver experimentat un aixecament respecte al seu nivell de base. Per últim, de l'aplicació de l'anàlisi de la xarxa en planta en dedueixo la inexistència de moviments direccionals degut a la manca de desviacions sistemàtiques en la xarxa. Tan sols el riu Gaià mostra una anomalia en planta considerable que es manifesta en una marcada asimetria de la seva conca de drenatge que interpreto com deguda a un basculament de la fossa del Camp cap a la falla del Camp.

Pel que fa a l'anàlisi del ventalls al·luvials cal considerar que en zones amb tectònica activa aquests es disposen adossats al front muntanyós actiu i són característicament de menor extensió i major pendent que en zones no actives alhora que es troben poc incidits (tenen el punt d'intersecció molt proper al front); sovint, en zones actives, aquests ventalls es mostren segmentats, reflectint els diferents moviments d'aixecament que ha experimentat el front muntanyós. Aquestes possibles diferències morfològiques entre cons adossats a fronts actius i cons adossats a fronts no actius han motivat la realització d'una anàlisi morfològica dels ventalls al·luvials a la zona d'estudi. Els ventalls al·luvials recents, a les fosses neògenes del litoral Català es troben clarament incidits en la seva majoria i es concentren a la fossa del Camp, la del Baix Ebre, el pla del Burgar i els plans de Sant Jordi i de l'Aldea, adossats als fronts muntanyosos; a les fosses septentrionals es troben fortament degradats per la xarxa fluvial i una anàlisi morfològica hi seria molt difícil. L'anàlisi morfològica realitzada, a banda de destacar l'existència d'algun con individualitzat amb petites anomalies pel que fa al pendent o a l'àrea tant de la conca com del con, no mostra diferències generals entre els cons adossats als diferents fronts muntanyosos. Els pendents varien entre 0.5° i 4.6°. Pel que fa a l'anàlisi dels pendents dels ventalls per a detectar-ne una possible segmentació, el resultat és negatiu en tots els ventalls menys en el de Sant Jordi, que mostra un esglaó NNE-SSW, interpretat com producte de la degradació d'un antic escarpament de falla. La inexistència de segmentació en els ventalls adossats a alguns fronts muntanyosos, que per altra banda mostren indicadors morfològics d'aixecament recent, s'interpreta deguda a la composició grollera dels ventalls que dificulta la formació d'aquesta segmentació.

L'existència de facetes triangulars, de drenatge perpendicular al front muntanyós, d'anomalies de l'índex de gradient en els cursos fluvials i de diferències en la incisió tant en els fronts muntanyosos com en les fosses neògenes, així com del basculament interpretat a la fossa del Camp gràcies a l'asimetria de la conca del Gaià i de la segmentació del ventall al·luvial de Sant Jordi indiquen que la zona d'estudi ha experimentat activitat tectònica recent i que aquesta està controlada per moviments predominantment verticals. La manca d'anomalies en la xarxa fluvial en planta que indiquin moviments direccionals corrobora aquesta conclusió. Per altra banda, el basculament interpretat a la conca del riu Gaià s'ha d'explicar mitjançant un moviment normal de la falla del

Camp. Així, el front del Montseny, el del Camp, el del baix Ebre i el del pla del Burgar mostren indicis d'aixecament recent; tot ells controlats per falles amb una orientació entre NE-SW i NNE-SSW. Les altres deformacions descrites mitjançant indicadors morfològics (alineacions d'anomalies de l'índex de gradient i escarpament de falla al con de Sant Jordi) es disposen també dins aquest rang d'orientació. He interpretat un aixecament de les fosses septentrionals i una subsidència en les meridionals respecte al seu nivell de base. Així, l'anàlisi morfològica realitzada permet deduir que la zona estudiada ha experimentat activitat tectònica recent, tot i que la intensitat d'aquesta deformació, en cap cas ha estat important o molt activa ja que la morfologia es troba fortament degradada, no s'observen deformacions intenses (es coneix l'existència de pediments al peu d'algun dels fronts descrits com a neotectònics, indicadors de període de quiescència) alhora que tampoc s'observa cap escarpament no degradat al peu dels fronts i en canvi la xarxa fluvial ha incidit clarament els fronts fins a aconseguir el nivell de base.

2.1. INTRODUCCIÓ

La geomorfologia és la ciència que estudia les formes del relleu de la superfície terrestre. Aquestes formes estan condicionades per la geodinàmica externa que les modela i construeix, com pot ser el cas dels agents d'erosió, transport i sedimentació que permetin la construcció d'un ventall al·luvial, i per la geodinàmica interna que genera formes estructurals i controla la intensitat i la magnitud dels processos externs, com pot ser el cas de l'elevació d'un front muntanyós actiu que crei les condicions de desnivell necessàries per a què se sedimentin ventalls al·luvials al seu peu.

L'anàlisi de les formes del relleu pot aportar dos tipus d'informació neotectònica: sobre l'existència i el tipus de deformació i sobre la seva edat.

La majoria de formes del relleu estan prou ben estudiades com per a conèixer-ne les característiques en l'estat d'equilibri. Així, per exemple, se sap que els ventalls al·luvials en equilibri tenen perfils radials concaus i seccions transversals convexes (Bull 1964); o bé que alguns rius tendeixen a tenir un perfil longitudinal d'equilibri exponencial (Hack 1957). D'aquesta manera, la comparació de les morfologies existents en la zona estudiada amb els models d'equilibri permet detectar anomalies que en algun cas poden atribuir-se a l'activitat neotectònica. Per altra banda el caràcter de l'anomalia és sovint un indicador del tipus de deformació que ha afectat la geoforma; així, una desviació sistemàtica en el mateix sentit de la xarxa fluvial en planta al llarg d'una línia indica l'existència d'activitat neotectònica al llarg de la línia i a més indica que la causa n'és, segurament, el moviment direccional d'una falla que coincideix amb la línia de deformació, amb un sentit de desplaçament de la falla igual al sentit de desviació sistemàtica de la xarxa fluvial.

L'edat absoluta de la deformació és sovint difícil de determinar. Un estudi dels trets geomorfològics de la zona permet, en alguns casos, datar la deformació de forma relativa. Alguns autors han realitzat models de degradació d'algunes formes -escarpaments de falla recents- que utilitzen per determinar-ne l'edat absoluta (Nash 1984, Hanks i Bucknam 1984, Wallace 1977). Aquest mètode és molt limitat ja que una variació de la litologia, clima, orientació o situació en el context geomorfològic pot fer variar considerablement el resultat. D'altres autors proposen ordres de magnitud en la degradació d'algunes formes com escarpaments de falla o fronts muntanyosos, que

com a estimació semblen més acceptables tot i que també estan sotmesos als factors citats abans (Wallace 1978).

En àrees on l'activitat tectònica recent és molt elevada les tècniques clàssiques de l'anàlisi estructural ja permeten caracteritzar les zones afectades i el tipus de deformació que les afecta; la geomorfologia en aquests casos és un complement de l'anàlisi estructural. En destaquen treballs com Tchalenko i Ambrassey (1970), Silva et al. (1992c), Mercier (1979), Combes (1984), Smith i Bruhn (1984). En zones on l'activitat tectònica recent és baixa, sovint la deformació no és prou evident com per a poder utilitzar les tècniques de tectònica clàssiques. En aquests casos l'anàlisi geomorfològica és una eina molt important ja que les formes del relleu són sensibles a petits canvis en el seu equilibri i els enregistren. Així, moviments tectònics que produeixen una deformació molt laxa en superfície, com abombaments a gran escala, subsidències, fracturació cega etc... queden enregistrats en molts casos en la geomorfologia (Russ 1982, Ouchi 1985, Bull 1964).

La llista d'autors que han utilitzat l'anàlisi geomorfològica en zones amb marcada activitat neotectònica és llarga i l'he repartida en els diferents apartats d'aquest capítol on comento els aspectes més concrets de l'anàlisi de cadascuna de les formes. Els elements geomorfològics utilitzats amb més freqüència són els ventalls al·luvials (Bull 1964, 1972, Bull i MacFadden 1977, Goy i Zazo, 1983 etc...), els fronts muntanyosos (Wallace 1977, 1978, 1980, Hamblin 1976, Armijo et al., 1988, Blumetti et al. 1993, Silva et al. 1992c), les terrasses marines (Twidale 1971, 1976, Pirazoli et al. 1989, Mörner 1971, Matsuda et al. 1978, Berryman 1990, West i McCrumb, 1988, Lajoie 1986, Morisawa i Hack, 1985), la xarxa fluvial (Schumm 1986, Ouchi 1985, Burnett i Schumm 1983, Seeber i Gornitz 1983, Hack 1973, Gaudemer et al. 1989, Keller et al., 1982, Allen et al. 1984, Sieh i Jahns 1984 etc...) i les superfícies d'erosió (Gracia Prieto et al. 1988, Calvet 1987, Simón-Gómez 1984, Bashenina 1978).

En aquest capítol es descriuran les observacions geomorfològiques realitzades en la zona d'estudi en els apartats següents:

- Els fronts muntanyosos, és a dir els límits entre les zones elevades i les depressions neògenes més importants. Es descriuen els fronts que presenten indicis d'activitat tectònica recent.

- La xarxa fluvial. S'analitzen els perfils longitudinals dels rius, la incisió, la distribució en planta i es presenten les dades d'un estudi morfomètric de conques de drenatge en els fronts muntanyosos.

- Els ventalls al·luvials. S'analitzen morfològicament els cons i les seves conques de drenatge, els perfils radials dels cons i d'altres característiques.

- Les terrasses marines i fluvials s'analitzen conjuntament en aquest apartat.

