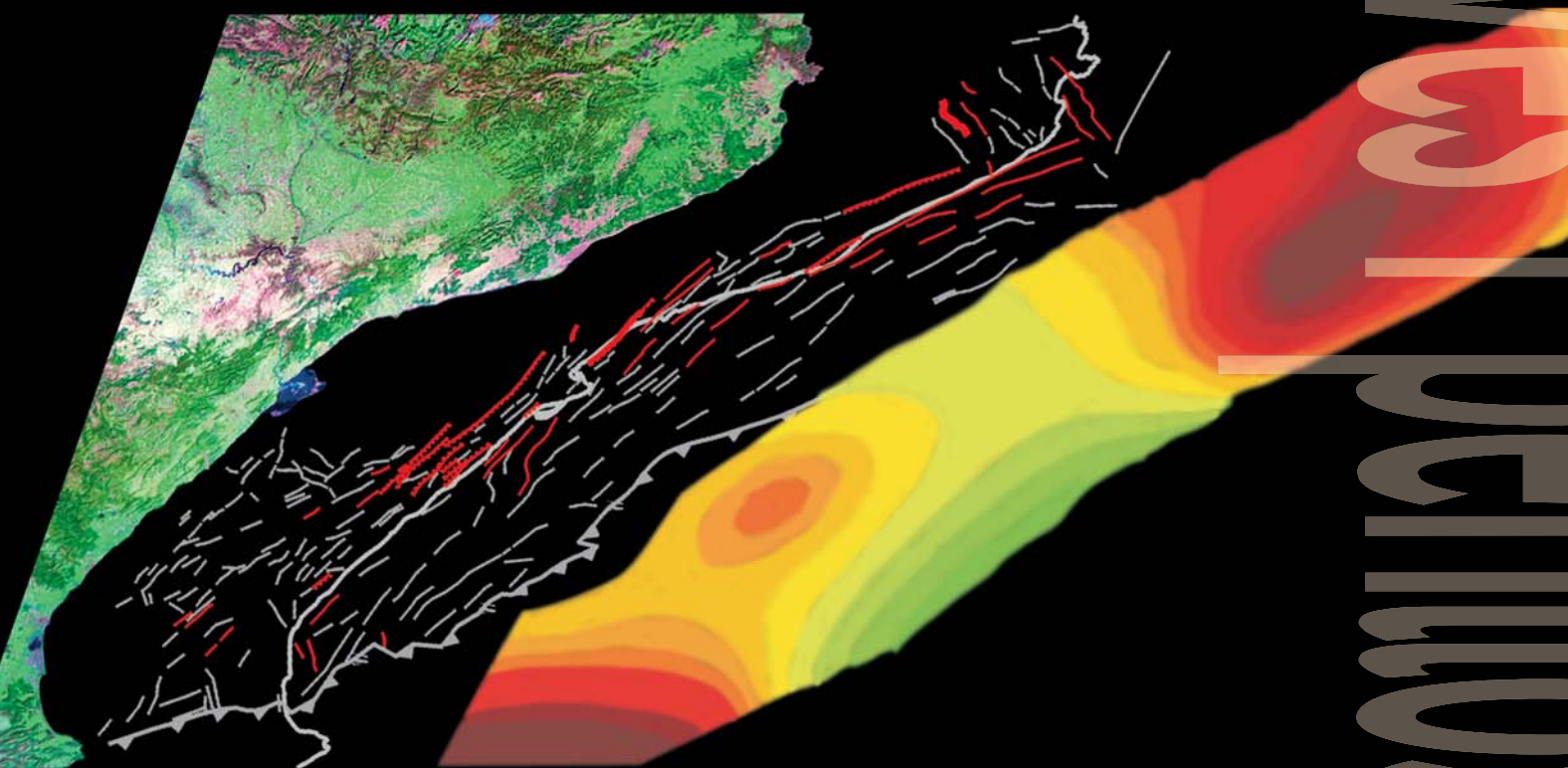


# Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València



Hector Perea Manera

Universitat de Barcelona  
RISKNAT - Grup de Riscos Naturals  
Departament de Geodinàmica i Geofísica

## *2 Sismotectònica.*

---

*2.1. Introducció: El marge nord-occidental del solc de València*

*2.2. Evolució tectònica*

*2.3. Estructura*

*2.4. El camp d'esforços actual*

*2.5. Anàlisi de la sismicitat*

*2.6. Conclusions*

 [Índex](#)



## 2.1. Introducció: El marge nord-occidental del solc de València

Un pas important per l'anàlisi de la perillositat sísmica en una zona és la realització d'un estudi sismotectònic. En aquesta mena d'estudis s'intenta posar de manifest la relació entre la geologia i la sismicitat d'una regió, mirant d'establir zones amb unes característiques geològiques i sísmiques similars i, en el millor dels casos, determinar les falles que són actives i caracteritzar el terratrèmol màxim que aquestes poden generar.

Per la realització dels estudis sismotectònics es necessita informació geològica i geofísica. La informació geològica inclou l'evolució tectònica de la zona, posant èmfasi en els temps més recents, i les característiques de les falles que s'hi localitzen: la seva posició, la seva geometria en superfície i en profunditat i la seva evolució. La informació geofísica útil per a l'anàlisi sismotectònica es pot dividir en tres grups. Un primer grup correspon a les dades que ajuden a millorar el coneixement de la geometria de les falles en profunditat i determinar la profunditat a què arriben dins de l'escorça. Aquesta informació la proporcionen els perfils de sísmica de reflexió, ja siguin superficials o profunds. Un segon grup correspon a les dades que descriuen el camp d'esforços actual. Aquestes provenen bàsicament de l'estudi de mecanismes focals associats a terratrèmols i de l'estudi de la deformació de les parets dels sondejos de prospecció petrolera (borehole breakouts). Finalment, el tercer grup correspon a la informació que donen els terratrèmols històrics i instrumentals. En aquest cas, la seva distribució espacial dona una idea general de quines són les zones preferencials on aquests es produeixen. La suma de tota aquesta informació permetrà fer-nos una idea general de quins són els sistemes de falles que tenen més probabilitat de ser actius a l'actualitat, quines són les característiques geomètriques de les falles que en formen part i quina relació tenen amb la sismicitat actual.

En aquest capítol es presenta una visió general sobre l'evolució tectònica i la geologia del marge nord-occidental del solc de València, una caracterització de les falles que podrien ser actives i del camp d'esforços actual i una descripció de la seva sismicitat.



## 2.2. Evolució tectònica

L'evolució tectònica del solc de València està estretament lligada a l'evolució de la microplaca Ibèrica. L'evolució de la microplaca Ibèrica ha estat controlada per l'obertura de l'oceà Atlàntic (figura 2.1), fet que va provocar la seva individualització durant el Mesozoic i que actualment constitueixi l'extrem sud-oest de la placa Euroasiàtica (Pitman i Talwani, 1972; Patriat et al., 1982; Savostin et al., 1986; Dewey et al., 1989). En un estadi inicial que va des del Juràssic fins al Cretaci mitjà-superior i degut a l'obertura de l'oceà Atlàntic central, la Península Ibèrica es va veure afectada per un règim tectònic extensiu, de la mateixa forma que tota la banda occidental d'Euràsia i Àfrica (figura 2.1). Posteriorment, a partir del Cretaci superior, a causa de l'obertura de l'Atlàntic nord, s'inicia la convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica, quedant la microplaca Ibèrica atrapada entre aquestes dues. Aquesta convergència entre plaques provoca un canvi en el règim tectònic a la zona, que passa a ser compressiu, el qual encara perdura a l'actualitat (figura 2.1). Al llarg d'aquest període compressiu la convergència entre les plaques es localitza en dues zones diferents. La convergència se situa primer (Cretaci superior i fins al Miocè inferior) al límit entre Ibèria i Euràsia donant lloc a la formació dels Pirineus i després (Eocè superior-Oligocè inferior i fins a l'actualitat) entre Ibèria, que ja formava part d'Euràsia, i Àfrica donant lloc al sistema alpí mediterrani (Srivastava et al., 1990; Roest i Srivastava, 1991). La transició d'una zona de convergència a l'altra va ser gradual i va anar acompanyada per una disminució de la velocitat de convergència (Roca, 1992 i 1996). Aquesta velocitat lenta, a partir dels 25-20 Ma, va ser responsable de la formació de la Mediterrània occidental i més concretament de l'obertura del solc de València (Roca, com. per.).

A partir de la sismicitat, dels mecanismes focals i del moment sísmic dels terratrèmols i de la informació de les anomalies magnètiques i la batimetria s'ha estimat la velocitat i direcció mitjanes de convergència durant els últims 3 Ma entre les plaques Africana i Euroasiàtica. S'ha establert que a la zona de la Mediterrània occidental la velocitat de convergència varia entre 4 i 5 mm/any amb una direcció entre N41°W i N50°W per la zona de Gibraltar i entre 7 i 8 mm/any amb una direcció aproximadament N20°W per la zona de Sicília (Argus et al., 1989; DeMets et al., 1990; Kiratzi i Papazachos, 1995), amb un canvi gradual de la velocitat i la direcció entre aquestes dues zones (figura 2.2a). D'altra banda, les dades obtingudes a partir de les mesures de GPS durant els últims 10 anys (McClusky et al, 2003) mostren que per la Mediterrània occidental la taxa de desplaçament d'Àfrica respecte d'Euràsia entre Sicília i l'estret de Gibraltar variaria entre 5 i 4.5 mm/any, disminuint cap a l'oest. Aquestes mesures també mostren que el moviment d'Àfrica respecte a Euràsia és més direccional cap a l'oest, amb el grau de compressió lleugerament menor que l'obtingut pels autors anteriors (figura 2.2b).

Contemporàniament a la convergència entre les plaques Africana i Euroasiàtica, a la Mediterrània Occidental es produeix la formació d'una sèrie de conques extensives des de l'inici del Neogen. Aquestes conques són la del solc de València, la del mar d'Alborán, la Liguro-Provençal, l'Algeriana i la Tirreniana (figura 2.3). La formació d'aquestes conques extensives s'ha relacionat amb l'extensió produïda a la zona de rera-arc lligada amb la subducció d'Àfrica sota

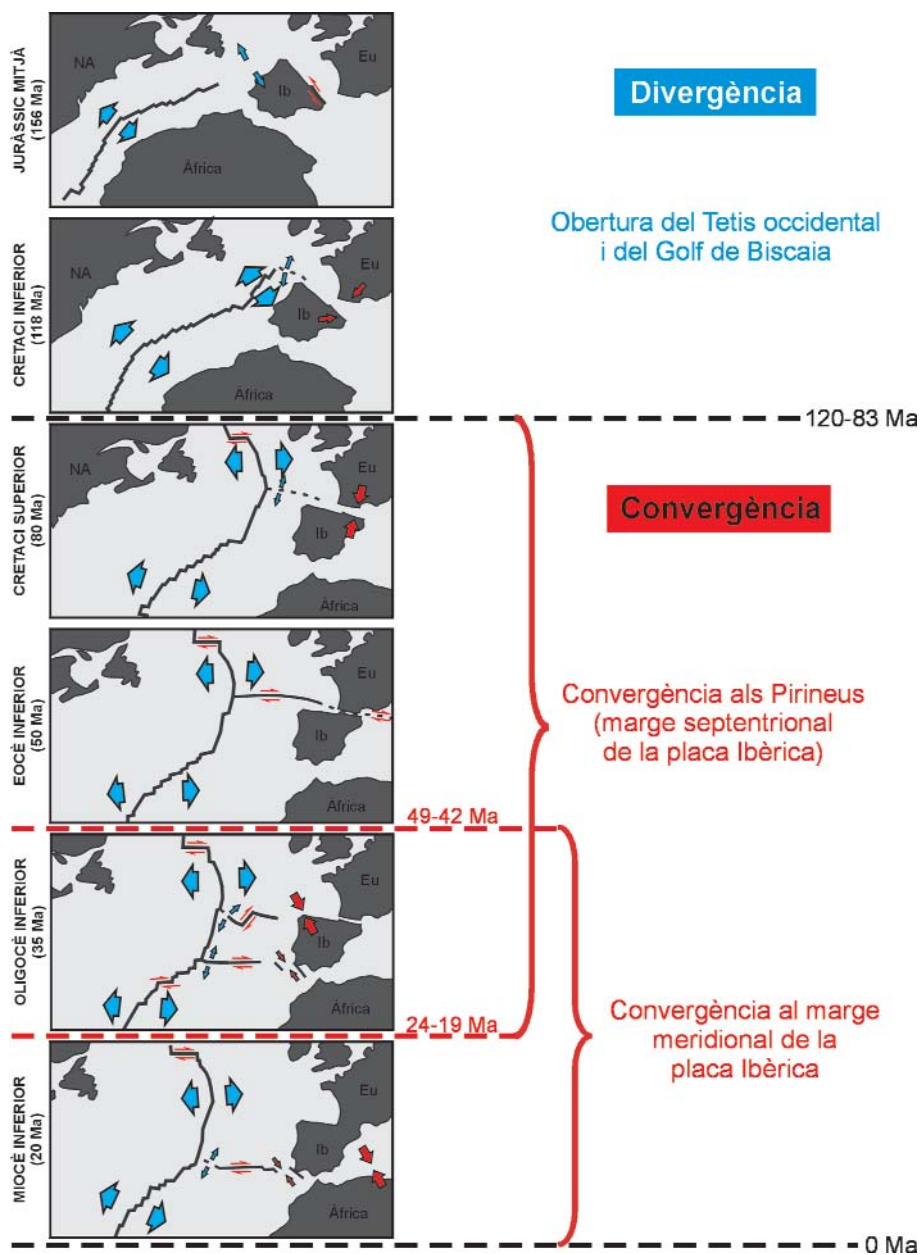


Figura 2.1. Reconstrucció del moviment de les plaques Ibèrica, Africana i Nord-Americana en relació a la placa Eurasiàtica. Les fletxes blaves i vermelles indiquen divergència i convergència respectivament (modificat de Srivastava et al., 1990).

*Movement reconstruction of the Iberian, African and North-American plates in respect with the Eurasian plate. Blue and red arrows indicate extension and compression respectively (modified from Srivastava et al., 1990).*

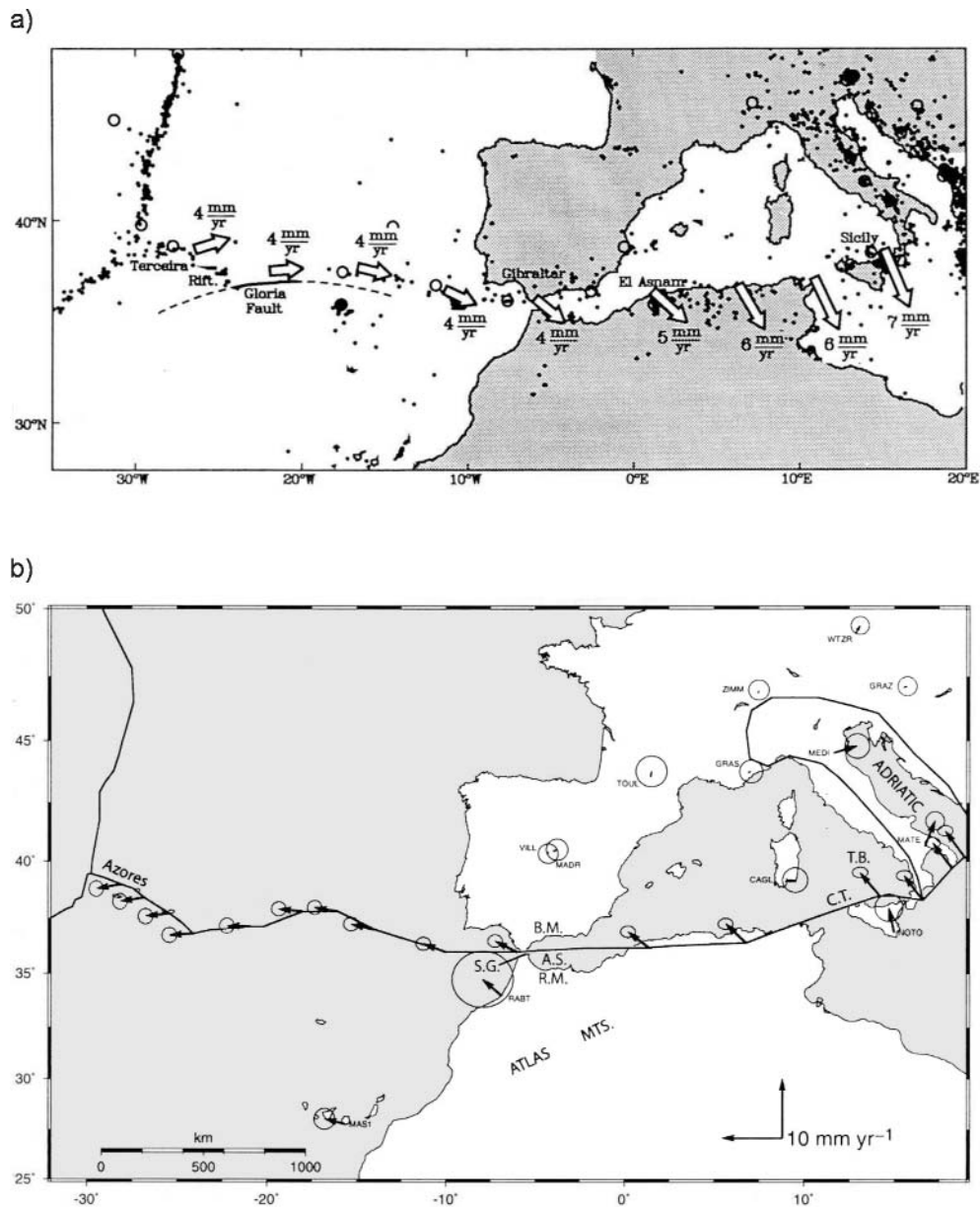


Figura 2.2. a) Moviment relatiu d'Euràsia respecte a Àfrica obtingut a partir dels mecanismes focals i de la disposició de les anomalies magnètiques en zones transformants (Argus et al., 1989). b) Moviment relatiu d'Àfrica respecte a Euràsia obtingut a partir de mesures de GPS (McClusky et al., 2003). SG: estret de Gibraltar; BM: Bètiques; AS: mar d'Alboran; RM: Rif; CT: fossa de Calàbria; TB: conca Tirreniana.

a) Movement of Eurasia relative to Africa obtained from the study of magnetic anomalies in transform zones and focal mechanisms (Argus et al., 1989). b) Movement of Africa relative to Eurasia obtained from GPS measurements (McClusky et al., 2003). SG: Gibraltar strait; BM: Betic mountains; AS: Alboran sea; RM: Rif mountains; CT: Calabrian trench; TB: Tyrrhenian basin.



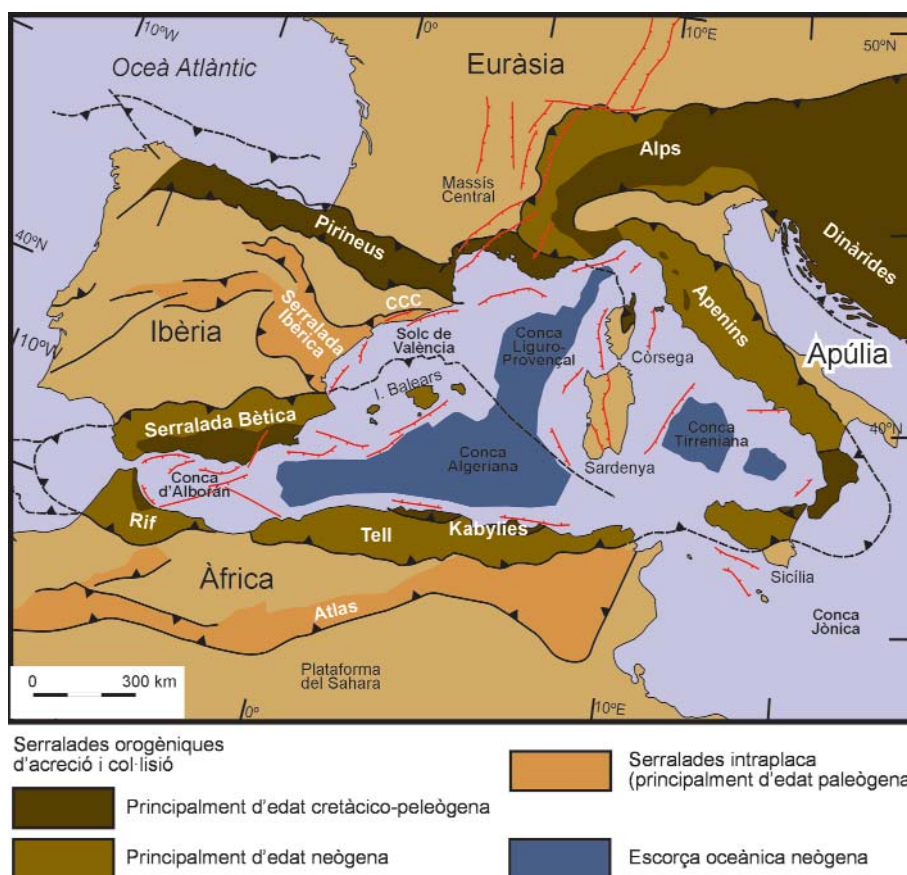


Figura 2.3. Mapa tectònic simplificat on es mostra la posició de les conques extensives de la mediterrània occidental (Roca, 2001). CCC: Cadenes Costaneres Catalanes.

*Simplified tectonic map where the location of the western Mediterranean extensional basins is shown (Roca, 2001). CCC: Catalan Coastal Ranges.*

Euràsia (Malinverno i Ryan, 1986; Platt i Vissers, 1989; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991; Frizon de Lamotte et al., 1991; Platt, 1993; Royden, 1993; Serri et al., 1993; Jolivet et al., 1994; Vissers et al., 1995; Lonergan i White, 1997; Gueguen et al., 1998; Jolivet et al., 1998; Doglioni et al., 1999; Jolivet et al., 1999; Gelabert et al., 2002). A la conca del solc de València (figura 2.4), des del Neogen fins a l'actualitat, s'hi han diferenciat dues etapes (Roca, 1992, 1996 i 2001; Roca i Guimerà, 1992; Roca et al., 1999a; Gaspar-Escribano et al., 2004): a) una primera etapa que va des de l'Oligocè superior fins al Miocè mitjà, durant la qual es produeix el desenvolupament d'un sistema de rift amb direcció NE-SW que dona com a resultat la formació del solc de València i en la que s'ha calculat que es va produir una extensió total de 7.1 km; i b) una segona etapa, que va des del Miocè mitjà i fins a l'actualitat, caracteritzada per una subsidència tèrmica que dona com a resultat una activitat tectònica moderada principalment localitzada als límits de la conca i per a la qual s'ha calculat que s'ha produït una extensió total de 4.1 km.

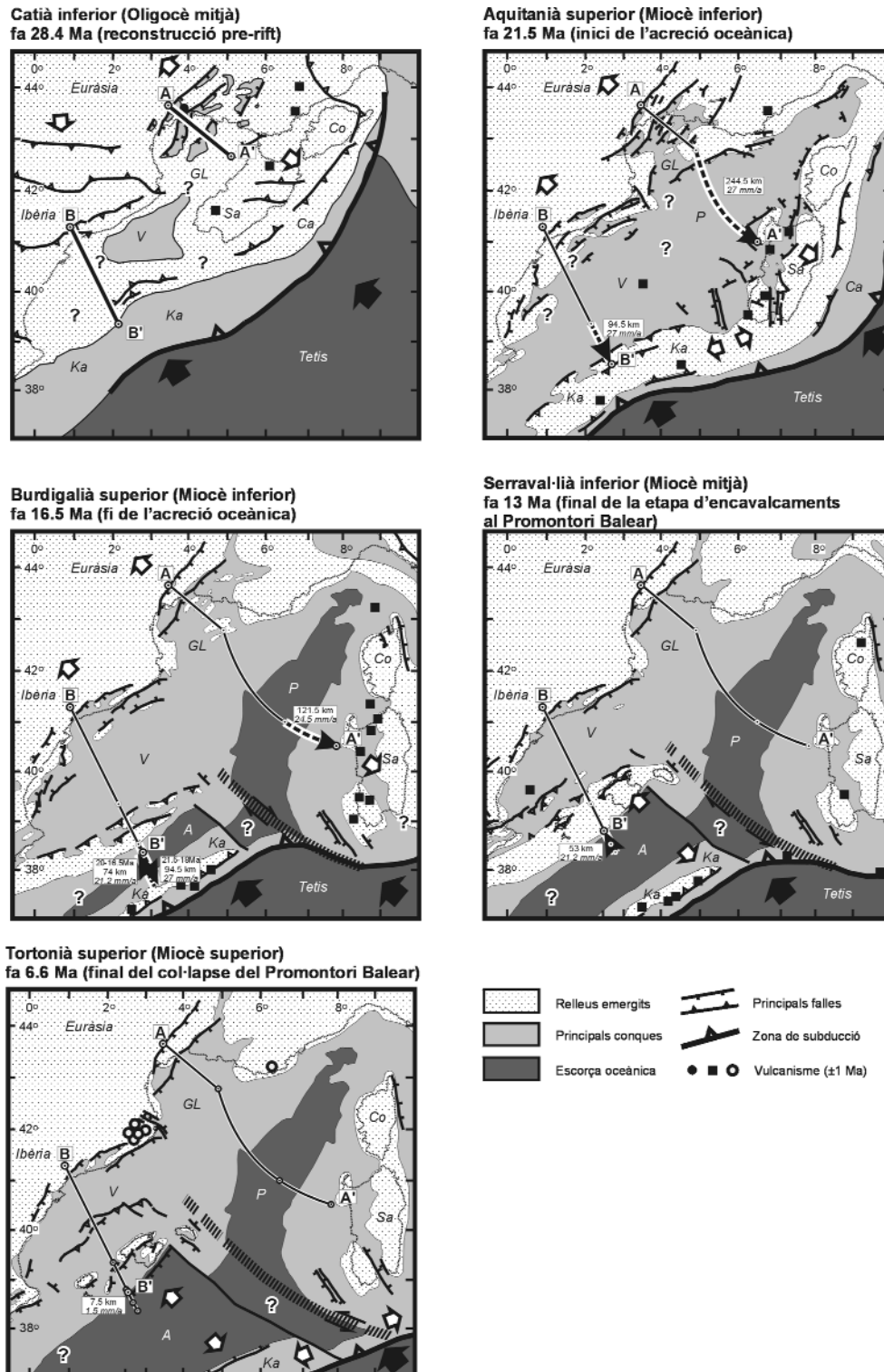


Figura 2.4. Model cinemàtic de les conques de la Mediterrània nord-occidental de Roca (2001) basat en la reconstrucció de la deformació a partir de talls (A-A' i B-B') al llarg de les conques del solc de València i Provençal. V: solc de València; Ka: Kabilies; GL: Golf de Lleó; P: conca Provençal; Co: Còrsega; Sa: Sardenya; Ca: Calàbria; A: conca Algeriana.

Kinematic model of the north-western Mediterranean basins by Roca (2001) based on cross-sections reconstructions (A-A' and B-B') along the València trough and Provençal basin transects. V: València trough; Ka: Kabyliès; GL: Gulf of Lion; P: Provençal basin; Co: Corsica; Sa: Sardinia; Ca: Calabria; A: Algerian basin.



## 2.3. Estructura

Al marge nord-occidental del solc de València, s'hi poden distingir, a grans trets, les serralades i les conques neògenes (figura 2.5). Les serralades es componen de materials del Paleozoic i del Mesozoic i formen part de les grans estructures compressives originades durant el Paleogen (els Pirineus i la serralada Ibèrica), sobre les quals es van sobreposar les estructures extensives del Neogen. Les conques es componen de materials de rebliment neògens i quaternaris.

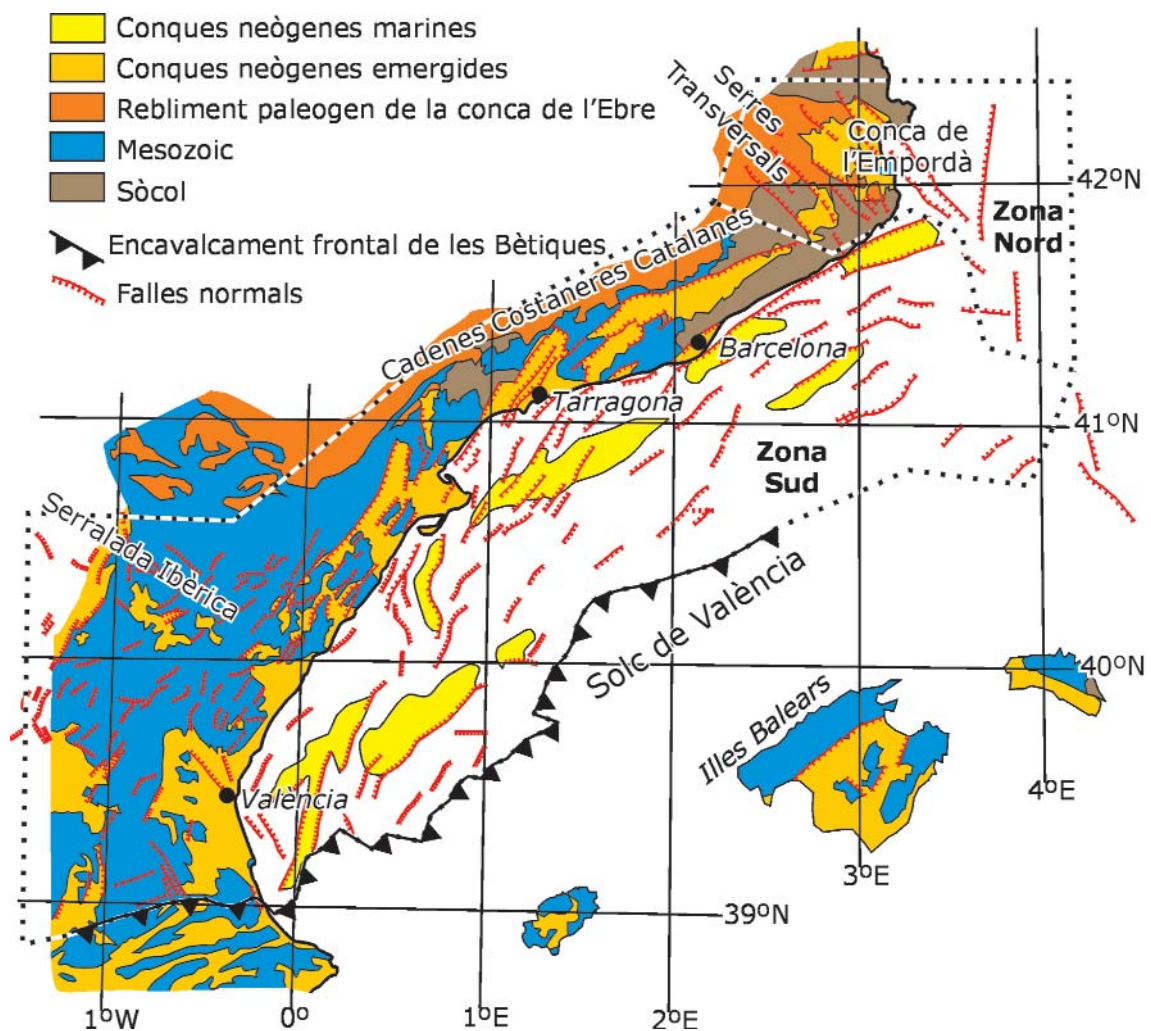


Figura 2.5. Mapa geològic simplificat del solc de València basat en els de Roca (1992) i Roca i Guimerà (1992). Amb línia de punts s'han limitat les zones nord i sud.

*Simplified geologic map of the València trough based on Roca (1992) and Roca and Guimerà (1992). The dotted line bounds the northern and southern zones.*

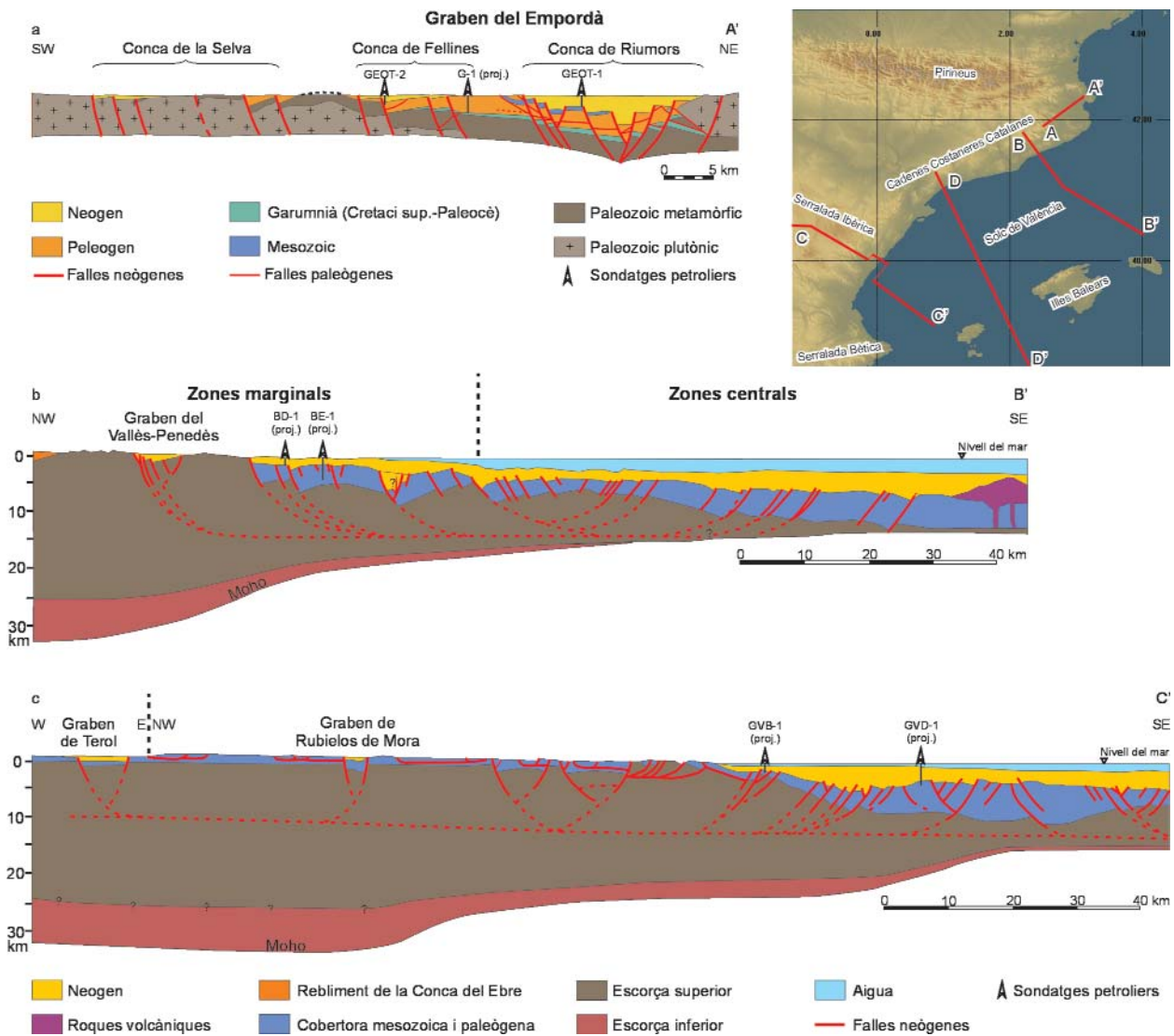


Figura 2.6. Talls geològics de l'estructura del solc de València. El mapa mostra la localització dels tres talls corresponents a aquesta figura (A, B i C) i també la del perfil ESCI de sísmica de reflexió profunda (D-D', figura 2.7a). El tall geològic A-A' es localitza a la zona nord i travessa la Serralada Transversal i el graben de l'Empordà (Roca, 1992). El tall cortical B-B' es localitza al nord de la zona sud travessant les conques del Vallès-Penedès i de Barcelona-Roses i arriba fins a l'eix del solc (Roca i Guimerà, 1992). El tall cortical C-C' es localitza al sud de la zona sud entre la conca de Terol i l'eix del solc (Roca i Guimerà, 1992). Els talls mostren l'estructura en horsts i grabens que presenta la zona i que les principals falles presenten un nivell de desenganxament comú localitzat entre 10 i 15 km de profunditat, el qual coincideix amb el Moho a las zones centrals del solc. Els talls també mostren l'important aprimament cortical de la zona.

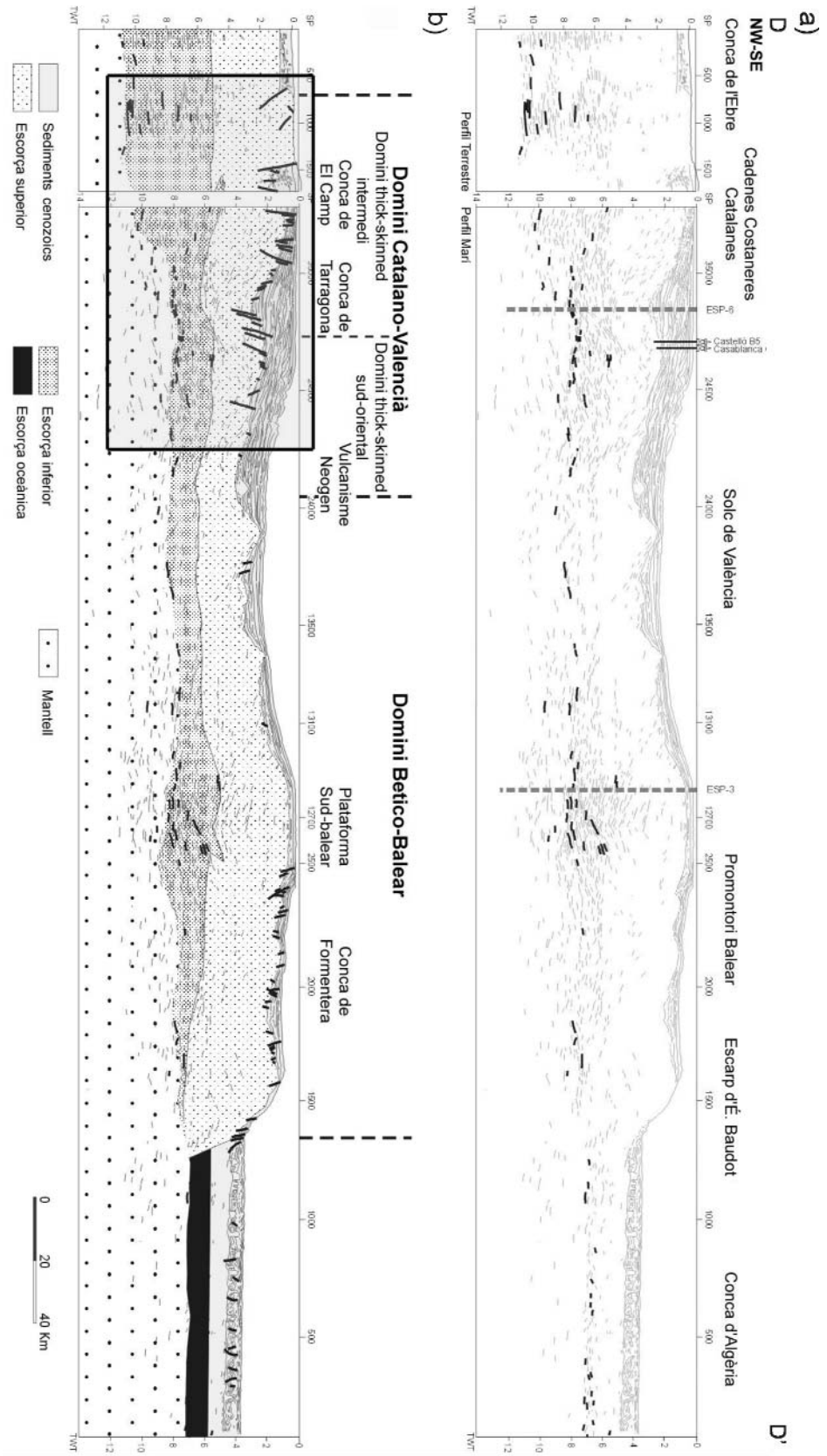
Geological cross-sections that shows the València trough structure. The map localizes the three geological cross-sections corresponding to this figure (A, B and C) and the ESCI deep seismic profile (D-D', figure 2.7a). The geological cross-section A-A' is localized at the north zone and crosses the Transversal Ranges and the Empordà graben (Roca, 1992). The crustal cross-section B-B' is localized at the north of the southern zone crossing the basins of Vallès-Penedès and Barcelona-Roses and reaching the axis of the trough (Roca and Guimerà, 1992). The crustal cross-section C-C' is localized at the south of the southern zone going from the Teruel basin to the axis of the trough (Roca and Guimerà, 1992). The cross-sections show the horst and graben structure that characterizes the zone and that the main faults have a common detachment level localized between 10 and 15 km of depth, coinciding with the Moho at the central areas of the trough. The cross-sections also show the important crustal thinning at the zone.

Els materials del Paleozoic es troben localitzats principalment a la zona septentrional del solc, relacionats amb els Pirineus, i les zones nord i centre de les Cadenes Costaneres Catalanes (figura 2.5). A grans trets, s'hi poden distingir roques magmàtiques intrusives plutòniques, roques metamòrfiques i roques sedimentàries. Les roques magmàtiques correspondrien a grans plutons de composició àcida (granodiorites, sienogranits, monzogranits, tonalites i leucogranits) que intrueixen les roques paleozoiques d'edats compreses entre el Cambro-Ordovicià i el Carbonífer mitjà (Arranz i Lago, 2004; Enrique i Solé, 2004). Pel que fa a les roques metamòrfiques a la zona dels Pirineus s'ha descrit una sèrie que va des de lherzolites (roques que representen el mantell litosfèric), passant per granulites (escorça inferior), fins a roques de metamorfisme baix (escorça superior). Dins d'aquesta sèrie metamòrfica es poden diferenciar dos grans grups, una sèrie metasedimentària i uns gneissos (Liesa, 2004). La sèrie metasedimentària és equivalent a la que es troba a la zona de les Cadenes Costaneres Catalanes i està formada per una alternança de roques pelítiques i quarzítics del Cambro-Ordovicià, unes pissarres del Silurià, una sèrie carbonatada del Devonian i un materials detrítics no metamorfitzats del Carbonífer mitjà, trobant-se només als Pirineus la fàcies granulita (pressions mitjanes i temperatures altes) afectant els nivells més profunds de la sèrie (Carls et al., 2004; Gozalo et al., 2004; Gutiérrez-Marco et al., 2004; Liesa, 2004; Liñán et al., 2004).

Els materials del Mesozoic es localitzen fonamentalment a la zona sud de les Cadenes Costaneres Catalanes i a la terminació sud oriental de la serralada Ibèrica (figura 2.5). Les diferents successions sedimentàries que s'hi reconeixen es van dipositar majoritàriament durant l'etapa de rifting causada per l'obertura de l'oceà Atlàntic (Salas et al., 2001). El Triàsic presenta una típica fàcies germànica, amb una sèrie detrítica corresponent al Buntsandstein a la base, seguida per la sèrie carbonàtica i detrítico-evaporítica del Muschelkalk i, finalment a sostre, una sèrie detrítico-evaporítica corresponent al Keuper. Per sobre del Triàsic trobem el Juràssic i el Cretàcic formats principalment per sèries carbonàtiques. Durant aquest període d'extensió, principalment durant el Triàsic tot i que arribant fins al Juràssic, es produí un important magmatisme alcalí amb manifestacions subvolcàniques efusives i explosives (Ortí i Vaquer, 1980; Lago et al., 2004).

Els materials cenozoics es localitzen a la conca de l'Ebre i a les conques extensives neògenes (figura 2.5). La conca de l'Ebre és la conca d'avantpaís de la vessant sud dels Pirineus, de la vessant nord de la serralada Ibèrica i de la vessant nord-occidental de les Cadenes Costaneres Catalanes. La part d'aquesta conca que limita amb l'àrea d'estudi està bàsicament constituïda per materials del Paleogen, que van des del Paleocè superior fins a l'Oligocè, i on principalment predominen les fàcies detrítics, tant marines com continentals, tot i que, també hi ha presència de fàcies carbonatades i evaporítiques a les unitats més antigues (Pardo et al., 2004). Pel que fa a les conques extensives neògenes, els sediments que s'hi han acumulat enregistren la seva història des del Miocè inferior i fins a l'actualitat. Aquestes conques, a grans trets, presenten un rebliment on a la base se solen trobar sediments detrítics continentals, que passen a nivells detrítics o carbonàtics d'origen marí o lacustre i posteriorment de nou a detrítics continentals, que serien els que acabarien de reblir les conques (Anadón i Alcalà, 2004; Cabrera et al., 2004).

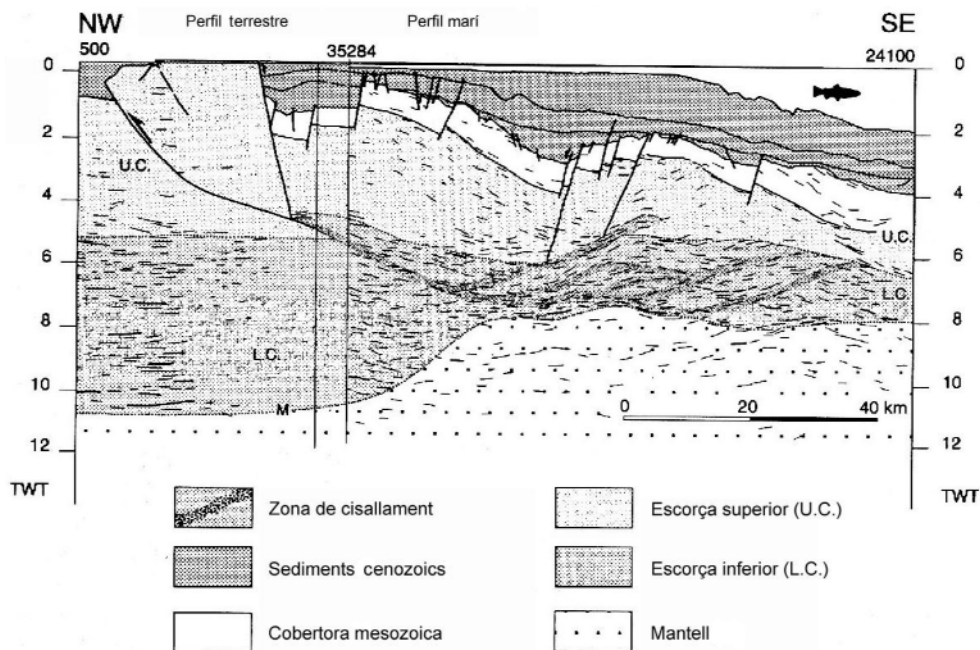
Les falles reactivades durant el Neogen com a normals i localitzades al marge nord-occidental del solc de València es caracteritzen per formar un sistema complex de falles extensives i donen com a resultat la formació d'una gran conca amb geometria de horsts i grabens i un important aprimament de l'escorça continental al llarg de l'eix del solc (figura 2.6). Les principals falles que estructuraven la zona occidental de la conca tenen una geometria lítrica, un moviment normal i acumulen un desplaçament quilomètric (Roca i Guimerà, 1992; Roca, 1996 i 2001; Sàbat et al., 1997; Vidal et al., 1997; Roca et al., 1999; Vergés i Sàbat, 1999; Gaspar-Escribano et al., 2004).



**Figura 2.7.** Line drawing (a) i interpretació (b) del perfil de sísmica de reflexió en temps doble a través del solc de València, basat en el perfil de sísmica de reflexió ESCI (Sàbat et al., 1997). Veure figura 2.6 per la localització del perfil. El rectangle gris mostra la localització de la figura 2.8 (lleugerament modificat de Roca, 2001).  
 Two-way travel time line-drawing (a) and interpreted profile (b) across the Valencia trough, based on the deep seismic reflection profile ESCI (Sàbat et al., 1997). See figure 2.6 to localize the profile. The grey rectangle shows the location of figure 2.8 (slightly modified from Roca, 2001).

Tenint en compte la seva geometria i les estructures, el solc de València es podria dividir en dues zones (figura 2.5):

1. La zona nord està localitzada al límit entre la conca del solc de València i la conca Lliguro-Provençal. Es caracteritza per una estructura on un sistema de falles normals, de direcció NW-SE, se superposa al sistema d'encavalcaments de direcció pirinenca (W-E). Les falles normals tallen els encavalcaments pirinencs i estan relacionades amb un vulcanisme alcalí que va des del Miocè superior i fins el Pleistocè amb l'última erupció produïda fa 10000 anys (Pujadas et al., 1989; Roca, 1992; Saula et al., 1996; Tassone et al., 1996; Roca et al., 1999a). Durant l'Oligocè superior i el Miocè mitjà aquestes falles haurien funcionat com a falles direccionals, acomodant així el moviment diferencial entre l'obertura de la conca Lliguro-Provençal i la conca del solc de València (figura 2.4). Posteriorment, durant l'etapa de post-rift i a causa de la subsidència tèrmica, aquest sistema de falles direccionals hauria passat a actuar com un sistema de falles normals originant un seguit de conques i serres en direcció NW-SE (Tassone et al., 1996).
2. La zona sud, de major extensió, es localitza entre la zona nord i el front de la Serralada Bètica. Es caracteritza pel desenvolupament d'un sistema de horsts i grabens amb una direcció aproximada NE-SW desenvolupat sobre els relleus paleògens de les Cadenes Costaneres Catalanes i la serralada Ibèrica, com a resultat de la inversió dels principals encavalcaments que havien generat aquestes serralades (Roca i Guimerà, 1992; Gómez i Guimerà, 1999; Roca et al., 1999a).



**Figura 2.8.** Interpretació de l'estructura cortical entre la Conca de l'Ebre i la zona central del solc. S'hi veu un nivell altament reflectiu amb estructura anastomòtica que s'ha interpretat com un nivell de desenganxament dúctil. També es pot observar com aquest nivell no està en cap cas tallat per les falles extensives neògenes (Sàbat et al., 1997).

*Crustal interpretation from the Ebro basin to the central zone of the trough. Note the presence of a highly reflective level with anastomosed structure that has been interpreted as a ductile detachment level. Moreover, observe that this level is not crossed by the Neogene extensional faults (Sàbat et al., 1997).*



Una dada important per dimensionar correctament les falles és la profunditat màxima a què aquestes arriben. A partir de la construcció geomètricament rigorosa de talls geològics (figura 2.6b i 2.6c) s'obté que les principals falles d'aquesta zona entronquen amb un mateix nivell de desenganxament que se situaria entre els 10 i 15 km de profunditat. Aquest s'hauria generat com a desenganxament dels encavalcaments paleògens i s'hauria reactivat per inversió tectònica com a desenganxament de les falles normals (Roca i Guimerà, 1992; Roca, 1996 i 2001; Gómez i Guimerà, 1999; Roca et al., 1999a; Gaspar-Escribano et al., 2004). Paral·lelament, el perfil de sísmica de reflexió profunda ESCI (figura 2.7), que travessa la conca del solc de València, corrobora que la conca ha sofert un important aprimament cortical a la zona del seu eix. A més, el perfil també mostra la presència d'un horitzó altament reflectiu amb estructura anastomòtica (figura 2.8) que s'ha identificat com un nivell de desenganxament dúctil (Sàbat et al., 1997), el qual no es veu, en cap cas, tallat per les falles extensives. El fet que aquest horitzó es trobi a uns 15 km de profunditat (Roca, 2001), coincidint amb la profunditat del nivell de desenganxament obtinguda a partir dels talls geològics, i que no es vegi afectat per les falles extensives, porta a identificar-lo com el nivell de desenganxament de les principals falles localitzades a la conca.

## 2.4. El camp d'esforços actual

El coneixement del camp d'esforços actual pot ajudar a determinar si les falles extensives neògenes poden ser actives o no, és a dir, si el camp d'esforç que hi ha a la zona permet que aquestes falles es moguin. Amb l'objectiu de conèixer el camp d'esforç que controla l'activitat tectònica actual al marge nord-occidental del solc de València s'han analitzat les dades publicades. Aquests són estudis basats en els mecanismes focals de terratrèmols (Goula et al., 1999; Herraiz et al., 2000) i en la deformació que experimenten les parets dels sondatges de prospecció petrolífera (Jurado i Müller, 1997; Schindler et al., 1998).

A la zona d'estudi s'han publicat vuit mecanismes focals, quatre localitzats a mar enfront de les Cadenes Costaneres Catalanes i quatre a la zona de la depressió de València, sent tots ells posteriors a l'any 1985 (figura 2.9). Dels quatre terratrèmols localitzats enfront de les Cadenes Costaneres Catalanes tres tenen una magnitud de 4.2 (24/08/1986, 15/12/1991, 26/09/1994), mentre que el quart és de magnitud 4.6 (15/05/1995). Els terratrèmols localitzats a la depressió de València són de magnitud inferiors. N'hi ha un de magnitud 3.2 (19/05/1988), dos de magnitud 3.3 (21/12/1991 i 25/05/1993) i un de magnitud 3.4 (28/12/88). Tant en el treball de Goula et al. (1999) com en el de Herraiz et al. (2000) s'utilitza el mètode d'inversió de Rivera i Cisternas (1990) per a l'obtenció del tensor d'esforços. De totes formes els diferents autors a l'hora de realitzar la inversió integren els mecanismes focals localitzats a la zona amb altres mecanismes provinents de diferents unitats estructurals. Goula et al. (1999) en la realització de la inversió integren aquests quatre terratrèmols amb una sèrie de terratrèmols localitzats als Pirineus (14), fins a 0° cap al oest (figura 2.9a). De la inversió n'obtenen dues solucions amb una qualitat similar, la primera dóna un camp direccional (factor de forma, definit com  $R_s = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ , igual a 0.4; factor de qualitat = 0.854) mentre que la segona dóna un camp compressiu (factor de forma  $R_s = 0.5$ ; factor de qualitat = 0.852), les dues amb l'eix de compressió  $\sigma_1$  amb una direcció submeridiana. D'altra banda, Herraiz et al. (2000) integren els vuit mecanismes focals amb altres mecanismes localitzats a la serralada Ibèrica (7) i obtenen com a solució un camp extensional (factor de forma  $R_s = 0.6$ ; factor de qualitat = 0.86) amb l'eix d'extensió  $\sigma_3$  pròxim a la direcció E-W (figura 2.9b). El fet que els mecanismes focals localitzats a la zona del solc de València en el procés d'inversió es considerin com pertanyents a diferents unitats estructurals (els Pirineus i la serralada Ibèrica) podria justificar les diferents solucions obtingudes pel camp d'esforços en ambdós treballs. D'altra banda, també s'hauria de tenir en compte: 1) les diferències entre les solucions donades en els dos treballs comentats pels quatre mecanismes focals considerats, probablement degut al baix nombre de dades disponibles; i 2) el fet que al marge nord-occidental del solc de València el camp d'esforços pogués presentar diferent règim i/o direcció dels que afecten els Pirineus i la serralada Ibèrica actualment.

Herraiz et al. (2000) també calculen el tensor d'esforços per la Península Ibèrica utilitzant la tècnica de Giner (1996). Aquesta tècnica aplica els mètodes d'anàlisi de població de falles als mecanismes focals dels terratrèmols. A partir d'aquí obtenen que el camp d'esforços actual a la zona dels Pirineus orientals és extensiu (factor de forma  $R_s = 0.24$ ; factor de qualitat = 0.98), on

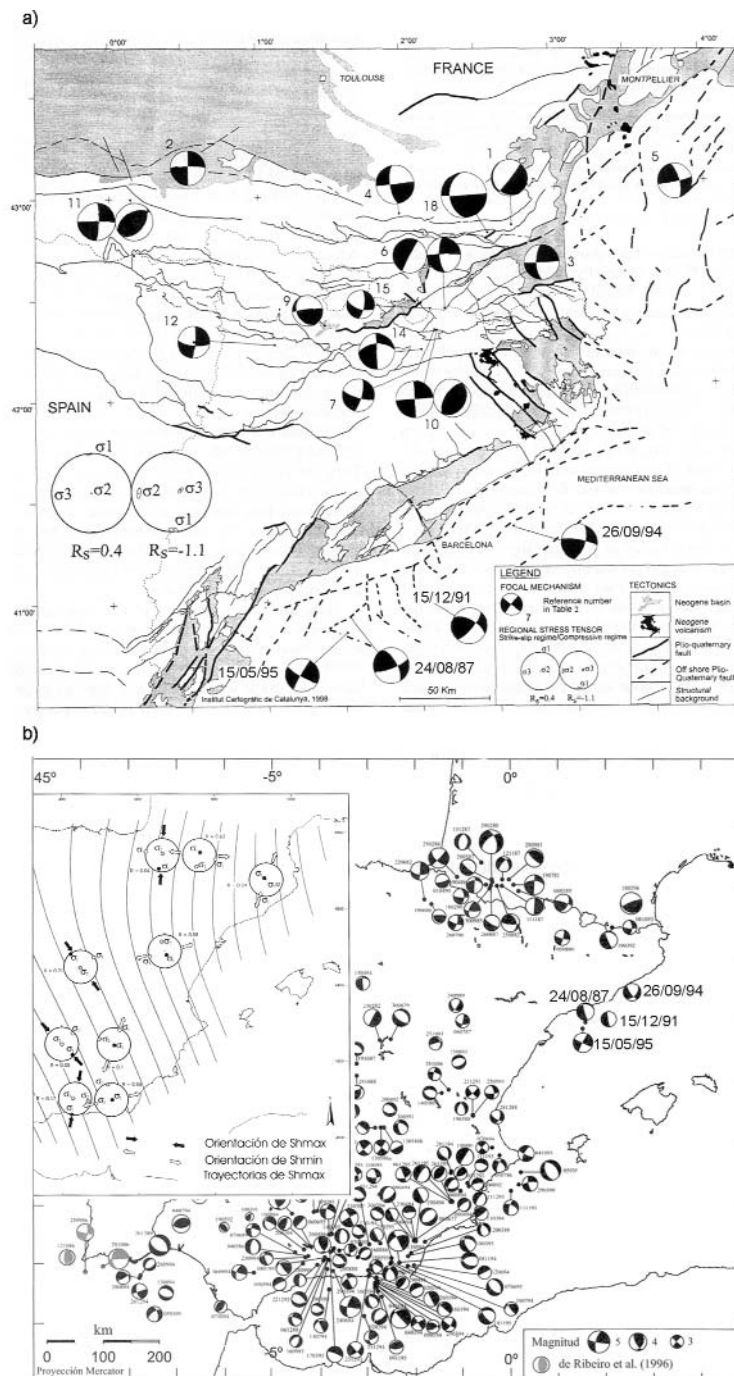


Figura 2.9. a) Mapa on es mostren els mecanismes focals i els tensors d'esforç regional obtingut per Goula et al. (1999). b). Mecanismes focals i tensors d'esforç regionals obtinguts per Herraiz et al. (2000) per la zona oriental de la Península Ibèrica.

a) Map that shows the focal mechanisms and regional stress tensors obtained by Goula et al. (1999). b) Focal mechanisms and regional stress tensors obtained by Herraiz et al. (2000) for the eastern zone of the Iberian peninsula.

$\sigma_3$  té una direcció NNE-SSW (figura 2.9b). Tot i així, els mateixos autors indiquen una disminució de la fiabilitat d'aquesta solució respecta a les altres obtingudes a la zona a causa del baix nombre d'events analitzats (4).

A partir de l'estudi de la deformació que experimenten les parets dels sondatges de prospecció petrolera localitzats a la zona del solc de València i cobrint un rang de profunditats d'entre 300 i 3415 metres per sota del nivell del mar, Jurado i Müller (1997) i Schindler et al. (1998) han obtingut que l'orientació de l'esforç màxim horitzontal (SH) varia entre NE-SW a N-S pràcticament de forma paral·lela a la línia de costa i a les principals falles extensives que es localitzen a la zona (figura 2.10). A més, a partir de l'aplicació del mètode proposat per Moos i Zoback (1990) els autors d'ambdós treballs estimen les magnituds dels esforços principals i determinen el règim tectònic que afectaria cada sondatge analitzat. En aquest cas el règim tectònic obtingut per al marge occidental del solc varia entre extensional i direccional. Això significa que els esforços màxim ( $\sigma_1$ ) i intermedi ( $\sigma_2$ ) són similars en magnitud, però clarament diferents de l'esforç mínim ( $\sigma_3$ ), que és horitzontal i aproximadament perpendicular a les falles normals del Neogen. Per tant, en l'actualitat, la direcció de l'esforç principal mínim ( $\sigma_3$ ) seria aproximadament perpendicular a la direcció de les principals falles extensives localitzades al marge occidental del solc. De totes formes, durant el Neogen el règim d'esforç ha variat, en el temps i en l'espai, passant de règims típicament extensionals a règims més direccionals amb  $\sigma_1$  i  $\sigma_2$  molt similars, com mostren les estructures menors que reflecteixen un escurçament en direcció NE-SW (Sàbat et al.,

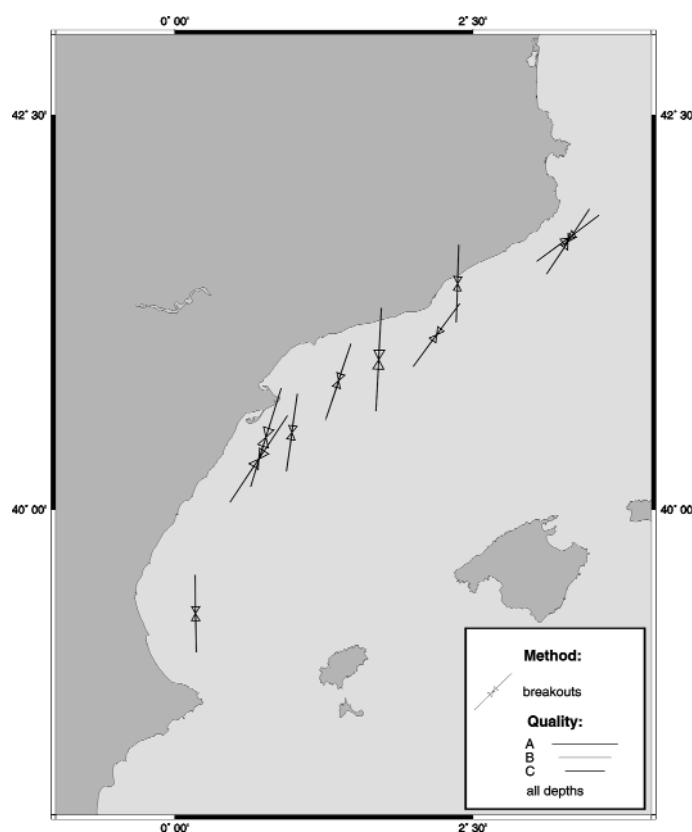


Figura 2.10. Indicadors de la direcció del camp d'esforços al marge nord-occidental del solc de València a partir de dades de deformació que experimenten les parets dels sondatges de prospecció petrolera ( modificat de Schindler et al., 1998).

*Indicators of the stress direction in the north-western margin of the València trough obtained from borehole breakout data (modified from Schindler et al., 1998).*

1997; Goula et al., 1999). Tot i així, però, la deformació acumulada des del Neogen marca a gran trets una direcció d'extensió NW-SE, la qual cosa suggereix que la orientació de  $\sigma_3$  ha romàs en la mateixa direcció des d'aleshores.

## 2.5. Anàlisi de la sismicitat

El catàleg de terratrèmols utilitzat per l'anàlisi de la sismicitat al marge occidental del solc de València prové del Instituto Geográfico Nacional (IGN, 2001). Aquest catàleg inclou tots els terratrèmols dels que es té alguna informació des de l'any 880 A.C., tot i que amb una cobertura més continua des del segle XIV per als grans terratrèmols. Inclou els terratrèmols històrics o macrosísmics, aquells dels que es tenen dades d'intensitat, i els terratrèmols instrumentals, aquells que han estat enregistrats per sismògrafs i, per tant, es té la seva magnitud. Tot i així, al catàleg hi ha alguns terratrèmols dels que es té informació tant de dades d'intensitat com de magnitud. Al catàleg sísmic del IGN s'hi han distingit tres etapes (Mezcua i Martínez Solares, 1983): a) la primera va des de l'inici del catàleg (880 A.C.) fins l'any 1933, i es caracteritza per incloure la majoria dels terratrèmols històrics o macrosísmics i els primers terratrèmols instrumentals; b) la segona etapa que va des de l'any 1934 i fins al 1961, és una etapa que es caracteritza per la instal·lació de les primeres estacions sísmiques i perquè el càlcul de la magnitud dels terratrèmols ( $m_b$ ) es

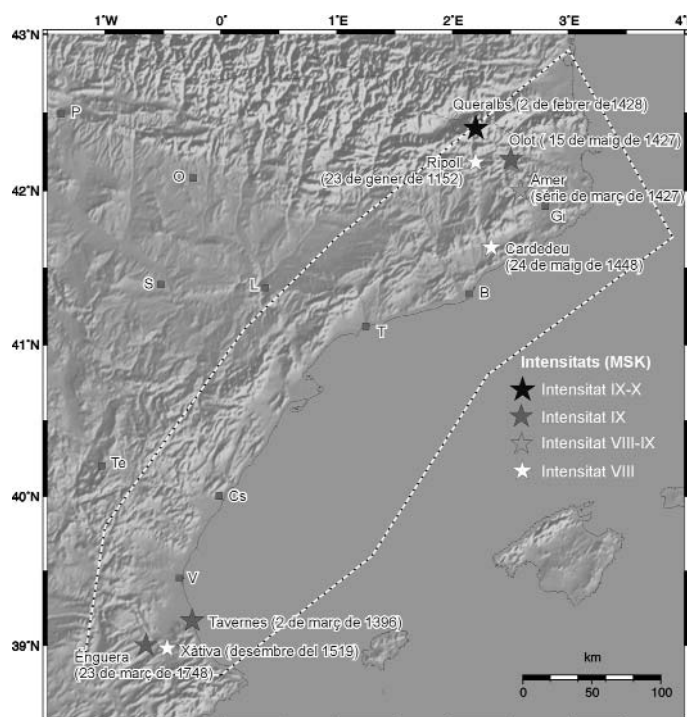


Figura 2.11. Mapa del NE de la Península Ibèrica on es mostren els terratrèmols històrics més importants que han tingut lloc a la zona d'estudi (catàleg del IGN, 2001). En línia discontinua s'ha marcat la zona corresponent a l'àrea d'estudi, el marge occidental del solc de València.

Map of the NE Iberian Peninsula showing the most important historical earthquakes located inside the study zone (catalog from the IGN, 2001). The dashed line localizes the zone corresponding to the study area, the north-western margin of the València trough.

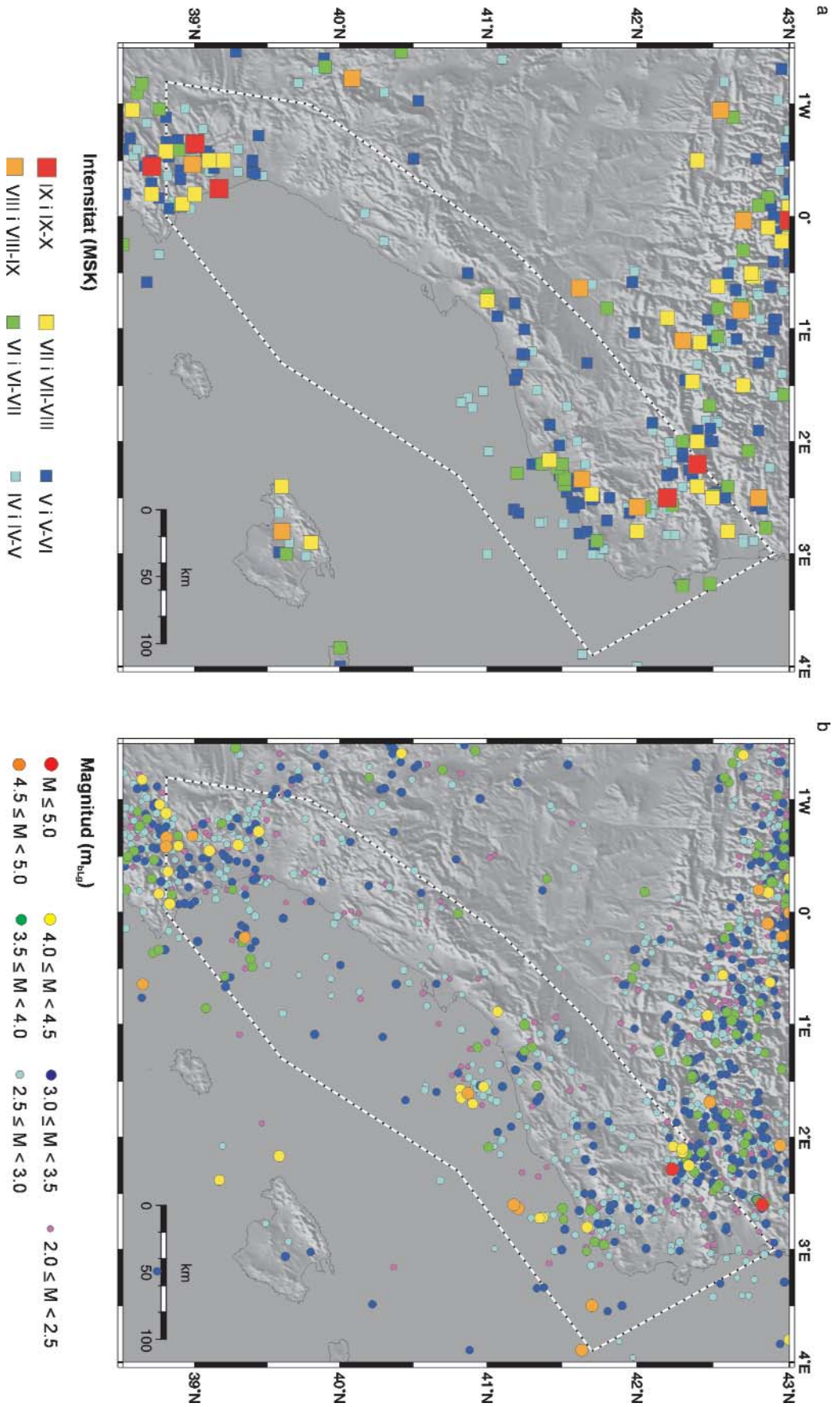


Figura 2.12. Mapes del NE de la Península Ibèrica on es mostra la distribució geogràfica dels terratrèmols històrics (a) en el rang d'intensitats (MSK) que va de V a IX-X i instrumentals (b) en el rang de magnituds ( $m_{bLg}$ ) que va de 2.0 a 5.1 (del catàleg del IGN, 2001). La línia discontinua limita la zona estudiada.

Maps of the NE Iberian Peninsula showing the geographical distribution of the historical earthquakes (a) ranging between intensities (MSK) from V to IX-X and instrumental earthquakes (b) ranging between magnitudes ( $m_{bLg}$ ) from 2.0 to 5.1 (catalog from the IGN, 2001). The dotted line bounds the study zone.

Períodes del Catàleg Sísmic del IGN	Nombre Total de Terratrèmols	Terratrèmols Instrumentals ( $m_{bLg}$ )	Terratrèmols Macrosísmics (MSK)	Terratrèmols Macrosísmics (MSK) i Instrumentals ( $m_{bLg}$ )
<b>880 AC - 1933</b>	291	5	213	73
<b>1933 - 1961</b>	40	3	5	32
<b>1962 - 2001</b>	630	525	0	105
<b>Total</b>	<b>961</b>	<b>533</b>	<b>218</b>	<b>210</b>

Taula 2.1. Períodes en els que es divideix el catàleg sísmic del IGN i nombre de terratrèmols dels que es té informació macrosísmica, instrumental o d'ambdues per cada període.

*Periods in which the IGN seismic catalog is divided and the number of earthquakes where macroseismic, instrumental or both informations are available for each period.*

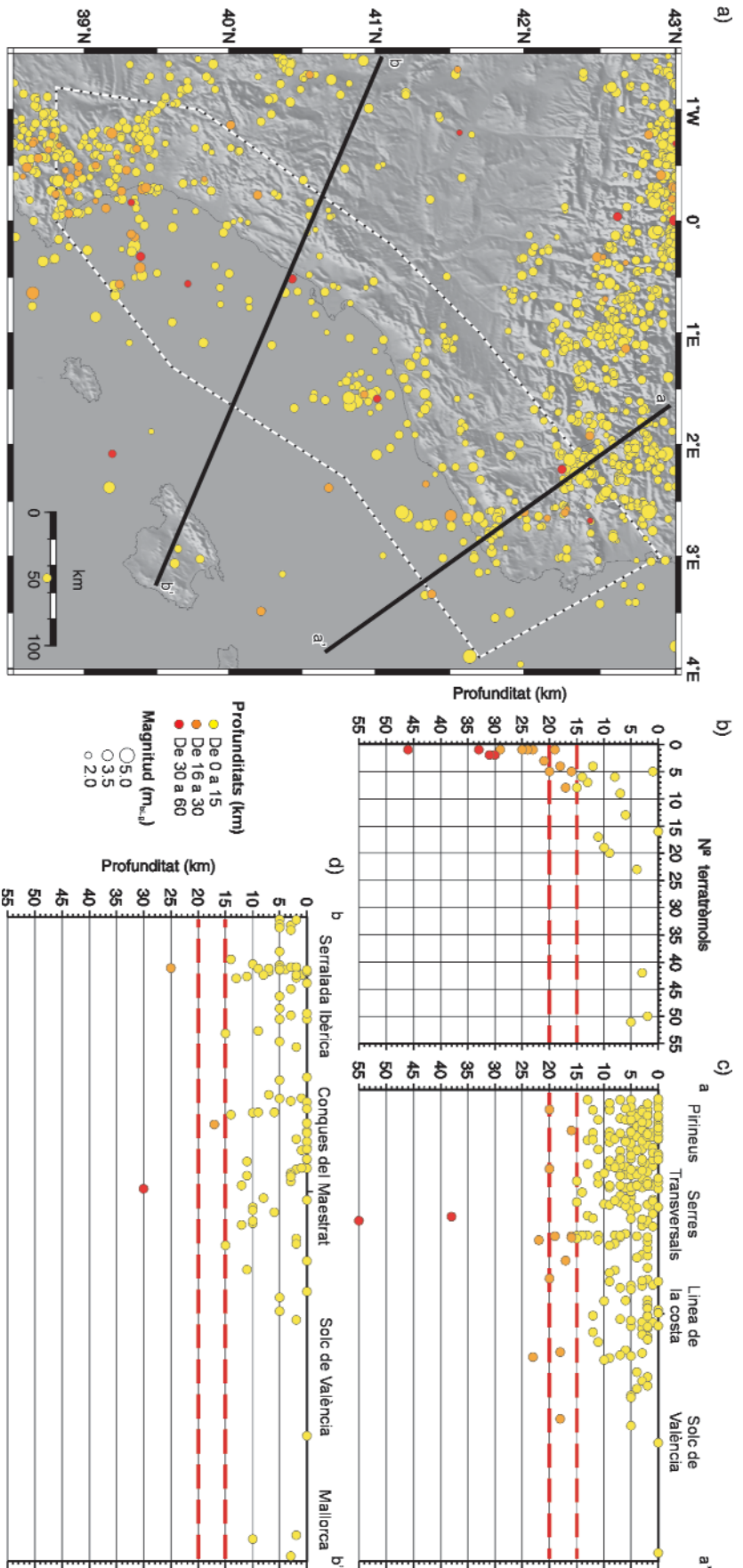
realitza a partir de la seva durada; i c) la tercera etapa, que va des de l'any 1962 i fins a l'actualitat, es caracteritza per una important millora de la xarxa sísmica amb un increment en el nombre d'estacions sísmiques, la qual cosa implica que es puguin detectar més terratrèmols i de magnituds més petites, i, també, perquè el càlcul de la magnitud ( $m_{bLg}$ ) es fa a partir de la fase Lg (combinació d'ones superficials). Per la realització del catàleg de terratrèmols del marge occidental del solc de València s'han seleccionat els terratrèmols del catàleg sísmic del IGN que es localitzen dins de la zona d'estudi. Aquest catàleg de treball conté 961 terratrèmols, dels quals es té la magnitud de 533, la intensitat de 218 i hi ha 210 terratrèmols dels quals es té informació tant de magnitud com d'intensitat (taula 2.1). En el cas dels terratrèmols dels quals es té informació d'intensitat aquesta varia entre IV i IX-X (MSK) i en el cas dels terratrèmols dels quals es té informació instrumentals la magnitud ( $m_{bLg}$ ) varia entre 2.0 i 5.1 (en la realització d'aquesta anàlisi no s'han tingut en compte els terratrèmols amb magnituds inferiors a 2.0).

A grans trets, el marge occidental del solc de València es caracteritza per una activitat sísmica baixa, tant pel que fa a la magnitud dels terratrèmols que s'hi produeixen com pel seu nombre. De totes formes, en temps històrics s'hi han produït grans terratrèmols (figura 2.11): el de Ripoll de l'any 1152 ( $I_{MSK}=VIII$ ), el de Tavernes l'any 1396 ( $I_{MSK}=IX$ ), els de la sèrie Olotina l'any 1427 (Amer amb  $I_{MSK}=VIII-IX$  i Olot amb  $I_{MSK}=IX$ ), el de Queralbs l'any 1428 ( $I_{MSK}=IX-X$ ), el de Cardedeu l'any 1448 ( $I_{MSK}=VIII$ ), el de Xàtiva l'any 1519 ( $I_{MSK}=VIII$ ) i el d'Énguera l'any 1748 ( $I_{MSK}=IX$ ). Cap d'aquests terratrèmols, però, ha estat enregistrat instrumentalment i, a més, tots ells s'han localitzat en diferents llocs i estan relacionats amb diferents falles o sistemes de falles.

L'anàlisi de la distribució geogràfica dels terratrèmols del catàleg al llarg del marge occidental del solc de València (figura 2.12) mostra que en algunes zones es produeix una concentració de sísmes, mentre que en d'altres quasi no n'hi ha. Per tant, la distribució geogràfica dels terratrèmols no és uniforme. Es poden distingir tres zones amb concentració de terratrèmols: a) la zona sud-oriental del Pirineu i serres Transversals; b) la zona nord i central de les Cadenes Costaneres Catalanes; i c) la zona sud-oriental de la Serralada Ibèrica i terminació nord de la serralada Bètica. A més, la totalitat dels grans terratrèmols, tant instrumentals com macrosísmics, es troben localitzats en alguna d'aquestes tres zones. L'àrea localitzada entre la zona sud de les Cadenes Costaneres Catalanes i la terminació oriental de la serralada Ibèrica es caracteritza per tenir una concentració molt baixa de terratrèmols i, pràcticament, es podria descriure com a sísmicament silenciosa. De totes formes en aquesta zona s'hi localitza el terratrèmol de Tivissa de l'any 1845 ( $I_{MSK}=VII$ ) fet que mostra que s'hi poden produir terratrèmols d'una certa importància.

L'anàlisi de la distribució dels terratrèmols en profunditat (figura 2.13) mostra que aquests són





**Figura 2.13.** Anàlisi de la profunditat dels terratrèmols. a) Mapa on es mostra la distribució geogràfica dels terratrèmols instrumentals, el color marca la profunditat a la que s'han localitzat i la mida del cercle marca la seva magnitud (mblq). b) Gràfica que mostra el nombre de terratrèmols per a cada profunditat. c) Perfil de profunditat de terratrèmols a-a' que mostra la projecció dels terratrèmols situats fins a 50 km a banda i banda del perfil. d) Perfil de profunditat de terratrèmols b-b' que mostra la projecció dels terratrèmols situats fins a 65 km a banda i banda del perfil. Les línies vermelles marquen les profunditats de 15 i 20 km, rang de profunditats a la que es troba el nivell de desenganxament de les principals falles, com es pot veure la majoria de terratrèmols es situen per sobre d'aquestes profunditats. A la gràfica b i als perfils c i d la mida del cercle no indica la magnitud dels terratrèmols.

Earthquake depth analysis. a) Map showing the geographical distribution of the instrumental earthquakes, the color indicates the depth where they have been located and the circle size gives their magnitude (mblq). b) Graph that shows the number of earthquakes for each depth. c) Earthquake depth profile a-a' that shows the projection of the earthquake situated up to 50 km of each side of the profile. d) Earthquake depth profile b-b' that shows the projection of the earthquake situated up to 65 km of each side of the profile. The thicker red lines mark the depths of 15 and 20 km, depth range where the detachment level of the main faults is located, note that the majority of the earthquakes are located above these depths. On the graph b and on the profiles c and d the circle size does not correspond to the earthquake magnitude.

superficials. El 90% dels terratrèmols tenen l'hipocentre entre la superfície i els 15 km de profunditat, i si anem fins als 20 km de profunditat hi trobem el 97% dels terratrèmols (figura 2.13b). La comparació d'aquests resultats amb la informació obtinguda de l'anàlisi de l'estructura geològica de la zona mostra que el límit inferior d'aquest rang de profunditats coincideix a grans trets amb el nivell de desenganxament de les principals falles extensives (figura 2.13c i 2.13d). Així la principal zona sismogènica, localitzada entre els 0 i 15 km de profunditat, està especialment relacionada amb les falles extensives neògenes. Tot i això, també es pot veure que hi ha sis terratrèmols localitzats a profunditats intermèdies (>30 km). Alguns d'aquests estan localitzats als Pirineus, on l'escorça és més gruixuda cosa que explicaria que estiguessin a més profunditat, i d'altres estan localitzats a la zona marítima del Solc de València, on l'escorça és molt prima (figura 2.13a). S'ha de tenir en compte, però, que l'error en el càlcul de la profunditat sol ser important sobretot en zones amb una baixa densitat de estacions sísmiques i amb una distribució heterogènia (per exemple zones marítimes) o quan els terratrèmols tenen una magnitud petita.



## 2.6. Conclusions

Durant el Neogen, a la zona del solc de València, s'hi han desenvolupat dos sistemes de falles normals, un al nord amb una direcció NW-SE i l'altre al centre i sud on la direcció passa de NE-SW a N-S a mida que es va cap al sud. La compatibilitat entre aquestes direccions i la direcció que mostra el camp d'esforços actual al marge nord-occidental del solc permet suposar que, com a mínim, les principals falles poden ser actives, tal i com demostra el fet que alguna d'aquestes falles ha produït grans terratrèmols. A escala regional, aquestes falles entronquen en un mateix nivell de desenganxament situat a uns 15 km de profunditat, tal i com coincideixen a mostrar tan els talls geològics com els perfils de sísmica de reflexió profunda. L'anàlisi del rang de profunditats a la que es localitzen els terratrèmols mostra que aproximadament el 90% dels sismes es localitzen per sobre dels 15 km de profunditat, és a dir, per sobre del nivell de desenganxament. Per tant les falles responsables de la sismicitat al solc de València correspondran a les del sistema de falles normals neògenes que entronquen en aquest desenganxament que, en el perfil de sísmica de reflexió profunda, mostra una estructura anastomòtica que ha estat atribuïda a una deformació dúctil. Finalment, la distribució espacial dels terratrèmols no és homogènia, fet que podria significar que el comportament sísmic de les falles actives no seria el mateix a tot arreu. En resum, les falles normals neògenes es varen generar en un camp d'esforços semblant a l'actual i, per tant, poden ser considerades falles neotectòniques susceptibles de ser actives a l'actualitat i la distribució espacial de la sismicitat així ho confirma. Conseqüentment, aquelles que tinguin una longitud superior a 8 km podrien produir grans terratrèmols.

