

L'ACTIVITAT NEOTECTÒNICA A LES CADENES COSTANERES CATALANES

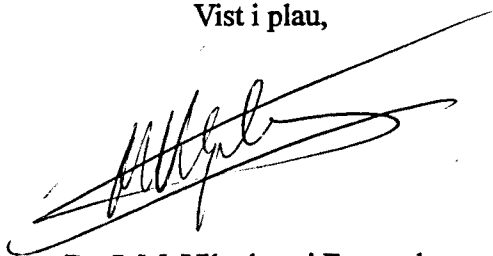
Eulàlia Masana

*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,



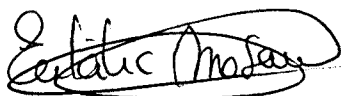
Dr. J. M. Vilaplana i Fernandez
Director de la tesi

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

5. LA PALEOSISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES

5.1. INTRODUCCIÓ

5.2. CRITERIS I MÈTODES MÉS UTILITZATS EN ELS ESTUDIS DE PALEOSISMICITAT

5.3. ELS INDICADORS DE PALEOSISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES

RESUM

Una part important d'un estudi neotectònic consisteix en la detecció i anàlisi d'estructures indicadores de paleosismicitat. La paleosismicitat és la sismicitat, referida a esdeveniments individuals, enregistrada en el registre geològic. L'anàlisi de la paleosismicitat permet sovint augmentar les dades del registre sísmic d'una zona, informació molt valuosa en els estudis de risc i en els de neotectònica, així com caracteritzar el tipus de deformació característica dels terratrèmols que han donat lloc a una deformació determinada. A les Cadenes Costaneres Catalanes he observat tres possibles indicadors de paleosismicitat: els escarpaments morfològics, les estructures de liqüefacció i les esllavissades. Aquestes estructures se situen a la meitat S de l'àrea estudiada, circumstància segurament influenciada per la millor preservació dels sediments recents en aquesta zona.

L'anàlisi fotogeològic i el posterior treball de camp han permès detectar l'existència de cinc escarpaments morfològics alineats NNE-SSW i situats entre Mont-roig del Camp i Sant Onofre, són els escarpaments de Mont-roig, l'Almadrava, Camarles, l'Aldea i Sant Onofre, a més del de Sant Jordi, que he interpretat per mètodes indirectes. Mostren unes longituds d'entre 10 km (Mont-roig) i 200 m (Sant Onofre), amb uns desnivells acumulats entre 1 m (Sant Onofre) i 17 m (Mont-roig). Amb l'excepció del de Sant Onofre que, tot i coincidir amb un contacte entre sediments quaternaris i pliocens mostra una morfologia degradada, s'interpreten com causats per lliscaments de falles recents. Aquests escarpaments afecten ventalls al·luvials plio-quaternaris. L'escarpament de Mont-roig, a més, afecta ventalls al·luvials correlacionats amb d'altres ventalls que contenen indústria lítica musteriana. En aquest escarpament he realitzat una rasa d'estudi de paleosismicitat per a determinar el moment en que han tingut lloc els últims moviments de la falla. La rasa, de 25 m de llarg i 4 de profunditat, s'ha realitzat en els materials més recents que travessen l'escarpament, i no mostren cap fractura ni deformació que no pugui ser explicada com a deposicional. L'edat dels nivells més baixos aflorants a la rasa és de 4490-4790 a. BC (^{14}C). Així, des de 4490-4790 a. BC la falla no ha tingut moviment. L'escarpament de l'Almadrava conté un aflorament que pot ser equiparat a una rasa de paleosismicitat, de 25 m de llarg i 2 de profunditat. En aquesta rasa s'observa fracturació, en part fossilitzada per un nivell sedimentari i en part tallant fins a la superfície. He interpretat aquesta disposició de la fracturació com indicadora de tres esdeveniments de lliscament de les falles que alhora haurien generat tres esdeveniments sísmics: un de subactual i dos de fossilitzats per nivells sedimentaris. Tots els escarpaments de falla mencionats mostren una aparença de flexió en superfície, que conjuntament amb l'anàlisi de la fracturació i de les diàclasis que apareixen al front d'alguns permeten interpretar que l'estructura que els ha format és una falla que perd salt cap a la superfície fins a transformar-se en una flexió. Petites fracturacions secundàries afecten la superfície, bé com a falles normals, bé com a diàclasis, producte, aquestes últimes, de l'extensió que té lloc a la xarxera de la flexió. L'anàlisi topogràfica detallada realitzada en aquests escarpaments mostra com en diversos casos el peu de l'escarpament es troba lleugerament subsidit respecte al nivell general del bloc enfonsat, indicant que l'estructura que controla la deformació és una falla normal. A l'escarpament de Mont-roig, la comparació amb fractures de superfície produïdes durant terratrèmols actuals, ha permès especular respecte l'ordre de magnitud del període de recurrència de terratrèmols forts que hagin sigut conseqüència del lliscament de la falla d'aquest escarpament. Així, les estimacions indiquen a grans trets que els esdeveniments sísmics generats per

la falla que controla l'escarpament de Mont-roig haurien tingut una periodicitat de pocs milers d'anys, el mateix ordre de magnitud que l'edat dels sediments analitzats a la rasa de Mont-roig que no es troben defromats i tenen una edat de 4490-4790 a. BC (¹⁴C).

Pel que fa a la detecció i anàlisi d'estructures atribuïbles a fenòmens de liquèfacció cal destacar la zona de cap Roig, on, així com en d'altres punts (encara que amb molta menys quantitat), afluïren aquest tipus d'estructures. Es tracta principalment de dics clàstics, tant de sorra com de grava, d'estructures de convolució en estrats, tant de gran intensitat com de baixa intensitat, desordre i fracturació a nivell de làmina, amb evidències d'injeccions a escala mil·limètrica; tot això amb la presència de falles normals de salt de centimètric a mètric. La presència d'aquestes estructures, per ella sola, no és sinònim d'activitat sísmica, tot i que l'existència d'escarpaments de falla recents a la zona fa plausible que la sismicitat que els ha produït sigui també la causa de la liquèfacció. El grau d'intensitat que mostren aquestes estructures és significatiu. La concentració d'aquestes estructures en una zona concreta, com en el cas del cap Roig, pot ser explicada per la presència en aquesta zona de sediments susceptibles de ser liquèfactats mentre que aquests són absents en la resta de l'àrea estudiada. En cas de poder-se confirmar la relació d'aquestes estructures amb la sismicitat de la zona els sismes haurien de tenir una magnitud mínima de 5.5 (relació extreta per d'altres autors de casos actuals).

Per últim, cal mencionar que sovint es produïxen esllavissades durant els moviments sísmics importants i que per tant la presència d'aquestes estructures pot indicar esdeveniments sísmics importants. Tot i així la relació entre aquests dos fenòmens no està sempre associada. A la zona del coll de l'Illa, al Camp de Tarragona, s'ha observat una concentració important de moviments de massa. El material transportat ho ha estat de forma cohesiva o bé no cohesiva, trobant-se exemples dels dos tipus. S'apunta la possibilitat d'una causa sísmica tot i que en cap cas es tenen dades determinants per a descartar d'altres interpretacions.

Totes aquestes estructures, possiblement indicadores de paleosismicitat, demostren, de nou, l'existència de moviments tectònics en el període plio-quadernari, i en alguns casos fins i tot més recent (l'escarpament de Mont-roig afecta sediments que contenen indústria lítica musteriana, tot i que ja no afecta sediments de 4490-4790 a. BC). Els escarpaments s'interpreten com deguts a falles de moviment vertical, tot i que en alguns casos no arriben a aflorar a la superfície en la seva totalitat i només ho fan en forma de petites falles secundàries. Les falles d'ordre decimètric i mètric que es troben associades a les flexions són normals. L'anàlisi topogràfic detallat permet interpretar també les falles normals com causants dels escarpaments. La presència d'estructures de liquèfacció i d'esllavissades concentrades en una zona no és determinant per a interpretar l'existència de grans sismes en el passat.

5.1. INTRODUCCIÓ

Sovint, el registre instrumental i històric de la sismicitat no és suficientment llarg per a poder calcular els models de recurrència, és a dir els models que descriuen l'índex o la freqüència d'ocurrència de terratrèmols de diferents magnituds en un segment de falla donat o bé per a tota una regió, models utilitzats sovint en l'anàlisi de la perillositat sísmica. En aquests casos la paleosismicitat, que estudia individualment els terratrèmols anteriors al registre històric i es basa en la interpretació dels indicis que un terratrèmol deixa en el registre geològic (Wallace 1981), és de gran utilitat.

Segons Mörner (1985), "entenem per paleosismicitat els terratrèmols passats, pre-instrumentals, que estan enregistrats actualment en les estructures rocoses, en els factors morfològics i sedimentològics, i potser inclús en algunes propietats geofísiques de sediments i roques". Per altra banda, s'utilitza el terme "sismita", introduït per Seilacher (1969), per a indicar les característiques del registre geològic que han estat produïdes per un esdeveniment sísmic.

L'objectiu principal d'una anàlisi de paleosismicitat és detectar, datar i caracteritzar l'existència de sismes concrets anteriors al registre històric. Degut a l'aplicabilitat d'aquestes dades en estudis de perillositat sísmica la majoria d'estudis de paleosismicitat es realitzen en els sediments més recents del registre sedimentari, tot i així existeixen alguns treballs en sediments anteriors al Neògen (Mutti et al. 1984, Boullier i Robert 1992). En les anàlisis paleosismològiques és de gran importància la datació dels esdeveniments sísmics detectats, datació condicionada a la presència de material datable, molt sovint absent en els afloraments estudiats.

En els últims anys s'ha generalitzat el concepte de "terratrèmol característic" que simplifica l'anàlisi paleosismològica en cas de ser afirmada la seva vigència en una zona d'estudi. El terratrèmol característic d'una falla descriu el comportament d'aquesta i implica que el segment de falla analitzat es deforma periòdicament de forma semblant, és a dir, amb un salt, un tipus de lliscament i mitjançant un alliberament d'energia sísmica semblants (Schwartz i Coppersmith 1984).

També és útil el concepte d'"índex de lliscament", és a dir la relació entre el salt de la falla i el temps durant el qual s'ha produït el salt, per a expressar la taxa de deformació característica d'una falla i per tant l'esforç que s'allibera mitjançant el lliscament d'aquesta falla. Convé no confondre el concepte d'índex de lliscament, amb el de paleosismicitat que estudia sismes individuals.

En aquest capítol presento, primer, els criteris i mètodes més utilitzats en les anàlisis de la paleosismicitat i a continuació descriu els criteris de paleosismicitat observats a les Cadenes Costaneres Catalanes.

5.2. CRITERIS I MÈTODES MÉS UTILITZATS EN ELS ESTUDIS DE PALEOSISMICITAT

L'estudi dels efectes que ocasionen actualment els terratrèmols en el relleu i el seu stre stratigràfic és de gran interès per als estudis de paleosismicitat. Aquests efectes són principalment: 1) deformacions de la superfície com poden ser ruptures, basculaments i flexions d'estrats originàriament horitzontals, 2) fenòmens associats a la líquefacció, que es mostren mitjançant estructures diverses i, finalment, 3) anomalies sedimentològiques, com poden ser grans esllavissades, o sediments aportats per tsunamis. Aquests són, doncs, els principals efectes que es busquen en el registre rocós fòssil en els estudis de paleosismicitat. A més de l'ús de les tècniques clàssiques de geologia per al reconeixement paleosismològic, la tècnica més pròpia d'aquests tipus d'estudis és la realització i anàlisi de rases en els escarpaments de falla. A continuació descriu aquestes estructures i mètodes així com els conceptes utilitzats actualment per a la caracterització de la mida d'un terratrèmol fòssil.

5.2.1. DEFORMACIÓ DE LA SUPERFÍCIE

La majoria de casos descrits de deformacions en superfície ocasionades per un esdeveniment sísmic fan referència a escarpaments de falla, tot i que en alguns casos es descriuen també flexions, basculaments i abombaments. Aquests tres tipus de deformació no s'exclouen entre ells ja que de vegades s'observen conjuntament.

Un escarpament de falla es produeix majoritàriament com a conseqüència del lliscament amb component vertical d'una falla, lliscament que allibera energia sísmica si es produeix de forma brusca. També s'ha de considerar la possibilitat de la formació d'un escarpament de falla degut al lliscament d'una falla direccional com a conseqüència de irregularitats en el terreny; en aquest cas el desnivell produït per l'escarpament no se situaria sempre en el mateix bloc i és per tant molt fàcilment detectable en cas d'existir. Diversos autors proposen que les dimensions i característiques morfològiques de l'escarpament produït durant un terratrèmol són dades importants per a la caracterització del sisme (Iida 1965, Ambraseys i Tchalenko 1969, Bonilla i Buchanan 1970, Slemmons 1977, Bonilla et al. 1984, Schwartz i Coppersmith 1986). Així, la longitud de l'escarpament i el desnivell ocasionat en un sol esdeveniment depenen de les dimensions del sisme, com s'explica més endavant. Les falles direccionals produeixen alineacions en superfície que només mostren un esglaonament topogràfic quan el salt de la falla té una component vertical.

El desnivell observat en els escarpaments no correspon sempre a un sol esdeveniment sinó que pot ser conseqüència de l'acumulació dels efectes de diversos esdeveniments. Distingir aquests escarpaments dels produïts per un sol sisme és important, ja que el salt observat en aquest cas no està en relació a la mida d'un sol terratrèmol. Les evidències de desplaçaments múltiples es poden trobar (Wallace 1977):

1. En el bloc aixecat:

- Ruptures de pendent brusques en el perfil transversal de l'escarpament.
- Terrasses en els canals que dissequen l'escarpament.
- Ruptures de pendent múltiples en els canals que travessen l'escarpament.
- Alçades de l'escarpament superiors a la màxima coneguda per a un sol esdeveniment.

2. En el bloc enfonsat:

- Registres d'erosió-sedimentació complexos.

3. En els dos blocs:

- Desplaçaments més grans en dipòsits antics que en dipòsits moderns.

La fracturació en superfície observada en terratrèmols actuals ha permès observar que una falla està formada per diverses traces. La deformació en un episodi sísmic no afecta totes les traces alhora sinó que aquestes es van rellevant en el temps pel que fa a la seva deformació. A major escala, això s'observa també en els diversos segments d'una falla, alguns dels quals romanen inactius mentre que d'altres absorbeixen tota la deformació. A més, en un esdeveniment sísmic poden actuar alhora dos escarpaments esglaonats i per tant el salt produït pel terratrèmol en el tram en què se sobreposen no és l'observat en un dels escarpaments sinó la suma dels dos.

Els escarpaments de falla es poden estudiar a partir de les dades que s'observen en superfície o bé excavant talls artificials transversals. En el cas de realitzar rases, tècnica que exposarà més endavant, es poden estudiar els escarpaments fòssils. Els estudis de la morfologia d'escarpaments en superfície s'han fet sobretot en falles normals, ja que la morfologia dels escarpaments d'aquest tipus de falles és més senzilla que la d'altres falles tot i que alguns autors han descrit la morfologia dels escarpaments de falla produïts pel lliscament invers d'una falla (Meyer et al. 1990) (fig. 5.1). En la comparació dels escarpaments de falles normals i inverses produïts simultàniament durant el terratrèmol de el Asnam de 1980 Meyer et al. (1990) observen certes diferències en la seva morfologia. En el cas de falles normals l'escarpament coincideix amb el pla de falla i les dues superfícies que la falla ha separat mostren pendents semblants. L'escarpament en el cas de falles

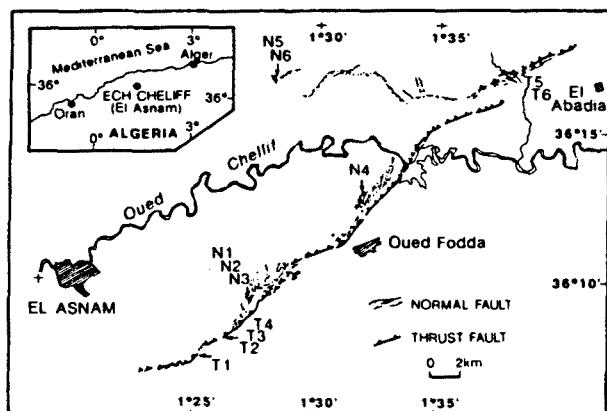
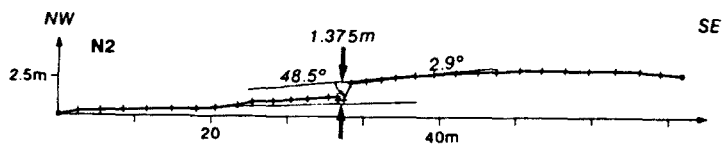
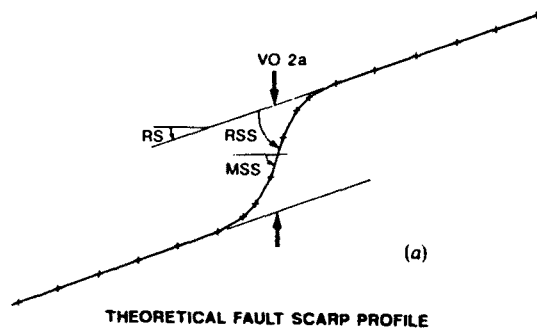


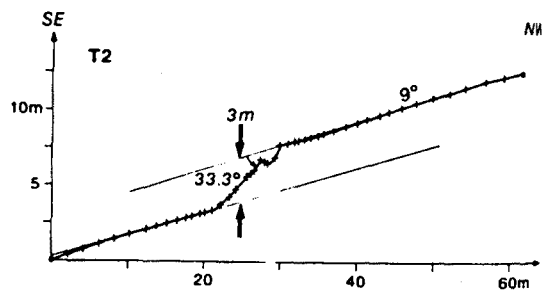
Fig. 1



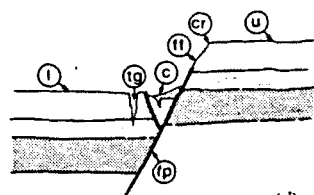
(b)



THEORETICAL FAULT SCARP PROFILE

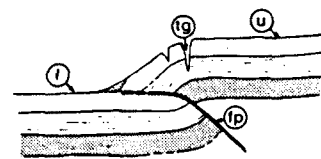


(c)



(d)

NORMAL FAULT SCARP



(e)

THRUST "FOLD" SCARP

Fig. 5.1. Topografia de detall i interpretació geològica dels escarpaments de falla produïts per falles normals i inverses durant el terratrèmol del Asnam, Algèria, 1980 (Meyer et al. 1990).

Fig. 5.1. Topograph of detail and geologic interpretation of the escarpments of faults produced by normal faults and inverses during the earth tremor of Asnam, Algeria, 1980 (Meyer et al. 1990).

inverses és el resultat del col·lapse d'una part del bloc aixecat (en actuar com a falla inversa el pla de falla queda extraplomat), col·lapse que produeix un lleuger plec anticlinal que pot presentar diverses fractures obertes a la xarnera. Els escarpaments de falla inversa es degraden molt ràpidament en comparació amb els de falla normal. L'angle mitjà del pendent en l'escarpament és de 56° en falles normals i 38° en falles inverses. Poc després d'ocórrer el terratrèmol, els processos erosius que dominen en els escarpaments de falla normal són gravitacionals i en els de falla inversa són d'erosió i transport per difusió (Meyer et al. 1990).

Ja he comentat que les falles direccionals no produeixen escarpaments si no tenen una component vertical de lliscament o bé si la superfície topogràfica que afecten és poc irregular. L'expressió en superfície d'una falla amb component direccional no és directament relacionable amb les característiques del terratrèmol i per al seu estudi s'analitzen conjuntament les dades de superfície i les dades obtingudes en rases.

Diversos autors han estudiat la relació entre la morfologia de l'escarpament en superfície i l'edat de l'escarpament tenint en compte que aquest s'hagi format durant un mateix esdeveniment sísmic (Wallace 1977, Bucknam i Anderson 1979, Nash 1980, 1984, Andrews et al. 1985, 1987, Nash 1986). Aquests estudis tenen en compte factors com la vegetació, l'orientació de l'escarpament, el clima, així com els diferents processos que actuen sobre l'escarpament fins a erosionar-lo del tot. Aquesta complexitat fa que el mètode sigui poc exacte i per tant poc utilitzat. De fet aquest mètode es basa sobretot en la comparació amb d'altres escarpaments morfològics dels que es coneix l'edat, com poden ser terrasses fluvials o també escarpaments de falla de terratrèmols d'aquest segle dels que es té informació gràfica per a observar-ne l'evolució.

Els processos d'erosió i acumulació que tenen lloc en l'escarpament des de la seva formació permeten distingir dos tipus d'escarpament: aquells l'evolució dels quals és dominada per la meteorització, és a dir que poden transportar tot el material meteoritzat, i per tant retrocedeixen subparalelament a l'escarpament inicial, i aquells l'evolució dels quals és limitada per la poca capacitat de transportar tot el material que es meteoritza i per tant aquest s'acumula al peu de l'escarpament fossilitzant-ne una part. L'evolució d'aquest darrer tipus d'escarpament és més complexa. En els escarpaments condicionats per la meteorització el càlcul de l'edat necessita només l'estimació d'una taxa de retrocés del front (Nash 1986, Wallace 1977), mentre que en els escarpaments limitats per la poca capacitat de transport el càlcul de l'edat necessita de la comparació amb les mesures de pendent realitzades en un escarpament d'edat coneguda i amb alçades variades, ja que la forma de l'escarpament depèn de la seva alçada de l'edat (Nash 1980, 1984, Bucknam i Anderson 1979, Andrews et al. 1985, 1987). Cal considerar però que en un estadi avançat de degradació tots els escarpaments es comporten com a limitats per la poca capacitat de transport i els materials acumulats acaben fossilitzant l'escarpament. De tota manera, aquests mètodes no són en cap cas d'aplicació immediata, ja que han estat desenvolupats en zones amb un clima, una vegetació i unes condicions litològiques concretes i per tant s'han d'adequar per a les condicions d'altres zones.

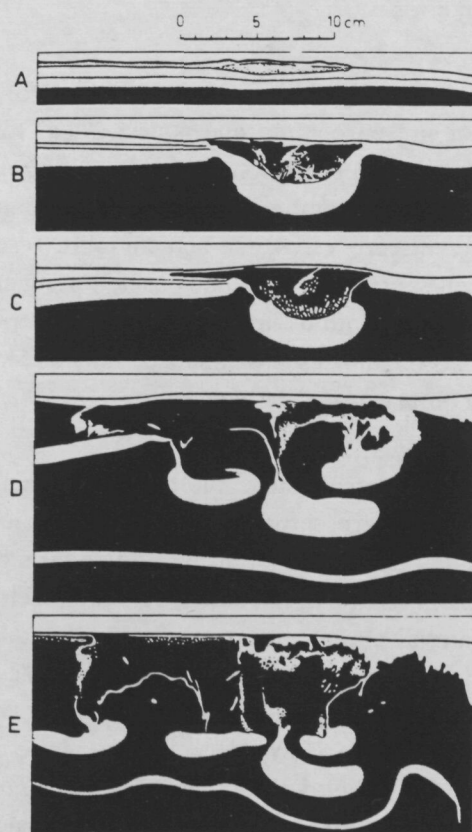
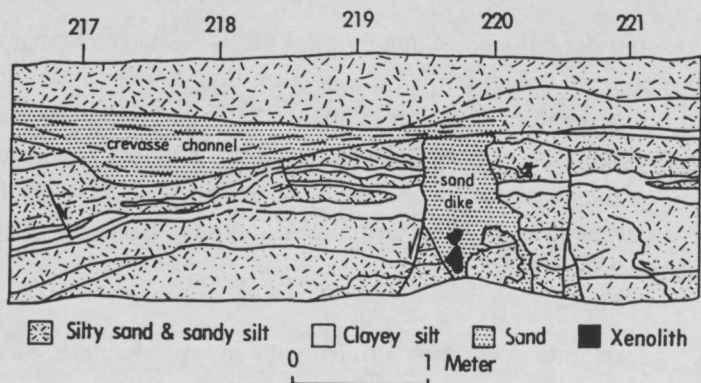


Fig. 5.2. a) Resultats de l'experiència de laboratori realitzada per Kuenen (1958) en la que es reproduïren les condicions en què es produeix liqüefacció a la natura. b) Detall d'una rasa realitzada per Russ et al. (1978) en el que s'observa la presència de sediments atribuïts a un dic clàstic.

Fig. 5.2. a) Results of the laboratory experience realised by Kuenen (1958) from which are reproduced the conditions in which liquefaction is produced as in nature. b) Detail of a trench created by Russ et al. (1978) which shows the presence of sediments with attributes of a clastic dyke.

5.2.2. LIQÜEFACCIÓ

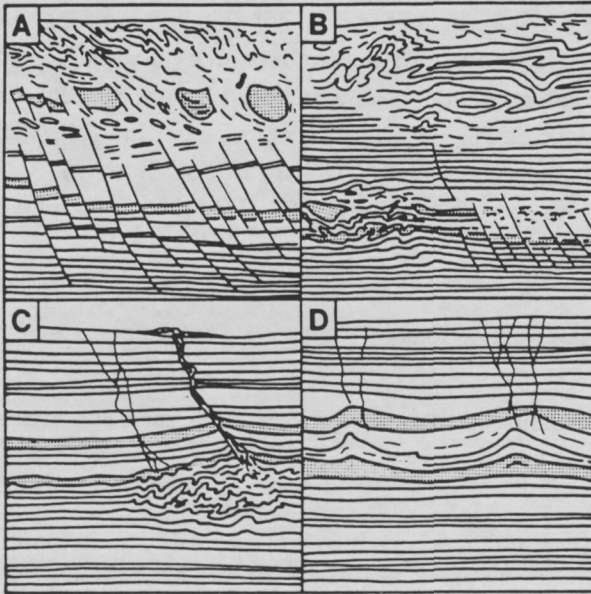
En terratrèmols actuals s'ha observat que els moviments forts del sòl deguts a la propagació de les ones sísmiques, en condicions de contorn adequades, produeixen fenòmens de liqüefacció. La liqüefacció és un fenòmen pel qual un material granular passa a tenir un comportament fluïd a conseqüència de l'increment de la pressió intersticial de l'aigua. Diversos autors han estudiat els efectes i les implicacions de la liqüefacció produïda per terratrèmols (Barret 1966, Sims 1973, 1975, Seilacher 1969, 1984, Ben-Menahem 1976, Weaver 1976, Russ 1979, Hempton i Dewey 1983, Anand i Jain 1987, Tinsley et al. 1985, Pierce 1987).

Aquest fenòmen només pot tenir lloc en unes condicions de litologia i d'entorn concretes:

- Edat: els sediments més recents són més susceptibles de ser liquats, degut a la seva menor compactació i cimentació.
- La profunditat del nivell freàtic: a una profunditat de nivell freàtic major de 3 m la liqüefacció es produeix rarament.
- La mida de gra: una mida d'arena és la més favorable per a la liqüefacció, tot i que se n'ha observat en d'altres.
- La densitat: a major densitat en el sediment es necessita major pressió per a liquar la roca.
- La taxa de sedimentació. En sediments que s'han acumulat amb una taxa de sedimentació major la liqüefacció es produeix a menor pressió.
- L'acceleració del sòl: aquest paràmetre està relacionat amb la font sísmica i amb les característiques de transmissió de les ones a través del terreny. Una major acceleració produeix un augment de pressió major.

En el registre geològic les estructures sedimentàries indicadores de liqüefacció varien segons la intensitat d'aquest fenòmen. En els estadis més deformats l'estratificació arriba a ser pràcticament invisible degut a la gran convolució produïda. Les estructures més característiques són les d'escapament de sorres cap a nivells superiors en forma de dics clàstics o de sand blows (fig. 5.2). La migració de material cap a nivells superiors ocasiona en alguns casos estructures de col·lapse pel buit creat. Així, Lowe (1975) descriu estructures sinformes obertes i antifomes molt tancades com a conseqüència de l'escapament de sediment cap amunt; a aquestes estructures Ringrose (1989) les anomena estructures *ball and pillow*. Seilacher (1969, 1984) descriu un conjunt d'estructures que anomena *fault-grading stratigraphy*; aquest conjunt d'estructures, que interpreta com a sismites, està format per quatre parts, de sostre a base: 1) sediments completament liqüefactats; 2) nivells de sediments trencats, parcialment coherents; 3) sediments fallats amb el salt major cap a sostre; i 4) sediments indeformats a la base. En casos en que la deformació és menor cal destacar l'existència

CLASSIFICATION



FIELD EXAMPLES

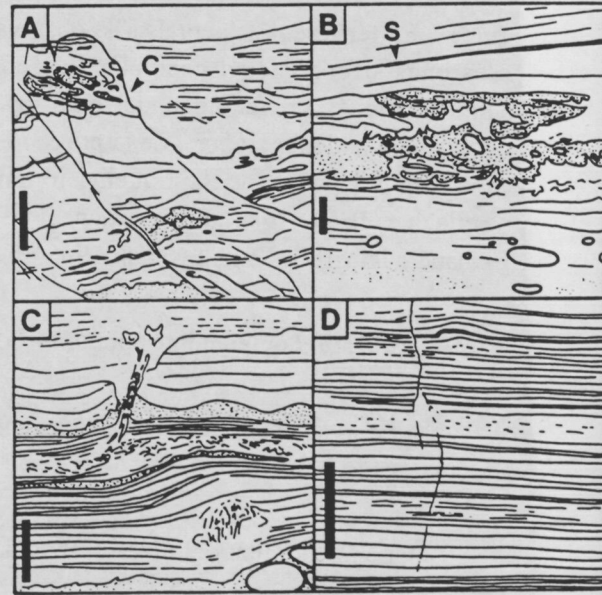


Fig. 5.3. Classificació de les estructures de deformació de sediments en zones que han experimentat líquefacció, proposada per Ringrose (1988). El quadre de classificació s'acompanya d'exemples de camp per a cada grau de deformació. Els materials en què es descriuen aquestes estructures estan formats per una alternança de sorres, llims i graves esporàdiques. Vegeu text per explicació.

Fig. 5.3. Classification of the structures of sediment deformation in zones that have experienced liquefaction, proposed by Ringrose (1988). The table of classification accompanies the examples in the field for each degree of deformation. The materials from which these structures are described are formed by an alternation of sands, sporadic muds and gravels. See text for explanation.

dels *pillars* o estructures d'escapament de dimensions mil·limètriques, molt abundants en sediments líquefactats.

Ringrose (1989) proposa quatre classes (A-D) per a classificar la intensitat de la deformació per líquefacció (fig. 5.3):

- Classe A: estructures *ball and pillow* i *fault-graded*. Aquestes estructures impliquen una líquefacció substancial.

- Classe B: estructures de la classe A incipients, com ara *fault-graded* incompleta o estructures de *ball and pillow* parcialment formades. Deformació en alguna làmina subsuperficial limitada per nivells indeformats. Contorsió en els nivells propers a la superfície. Aquestes estructures impliquen líquefacció parcial.

- Classe C: deformació incipient en làmines confinades. Algunes estructures d'injecció. Aquestes estructures impliquen líquefacció local i parcial.

- Classe D: estructures de fissura i petites contorsions en capes confinades. Aquestes estructures impliquen poca mobilitat de l'aigua intersticial. Es tracta d'estructures de classe C incipients.

- Classe N: sediments indeformats.

Els terratrèmols no són l'única causa possible d'aquestes estructures, d'altres causes són la superació de l'angle de repòs dels sediments, la inestabilitat per diferències de pressió o les sobrepressions degudes a sobrecàrrega (Serva et al. 1980).

La correlació d'estructures de deformació amb esdeveniments sísmics es basa, segons Sims (1975), en:

- proximitat a una zona activa.
- presència de sediments susceptibles de ser líquefactats i similitud de les estructures observades amb les descrites en experiències de laboratori.
- presència d'estructures a petita escala que demostrin l'existència de líquefacció.
- estructures de líquefacció restringides a nivells estratigràfics concrets separats per nivells no deformats. Aquesta condició es pot acomplir també en el cas de que la causa sigui sedimentària.
- possibilitat de correlacionar lateralment els horitzons deformats en zones extenses.

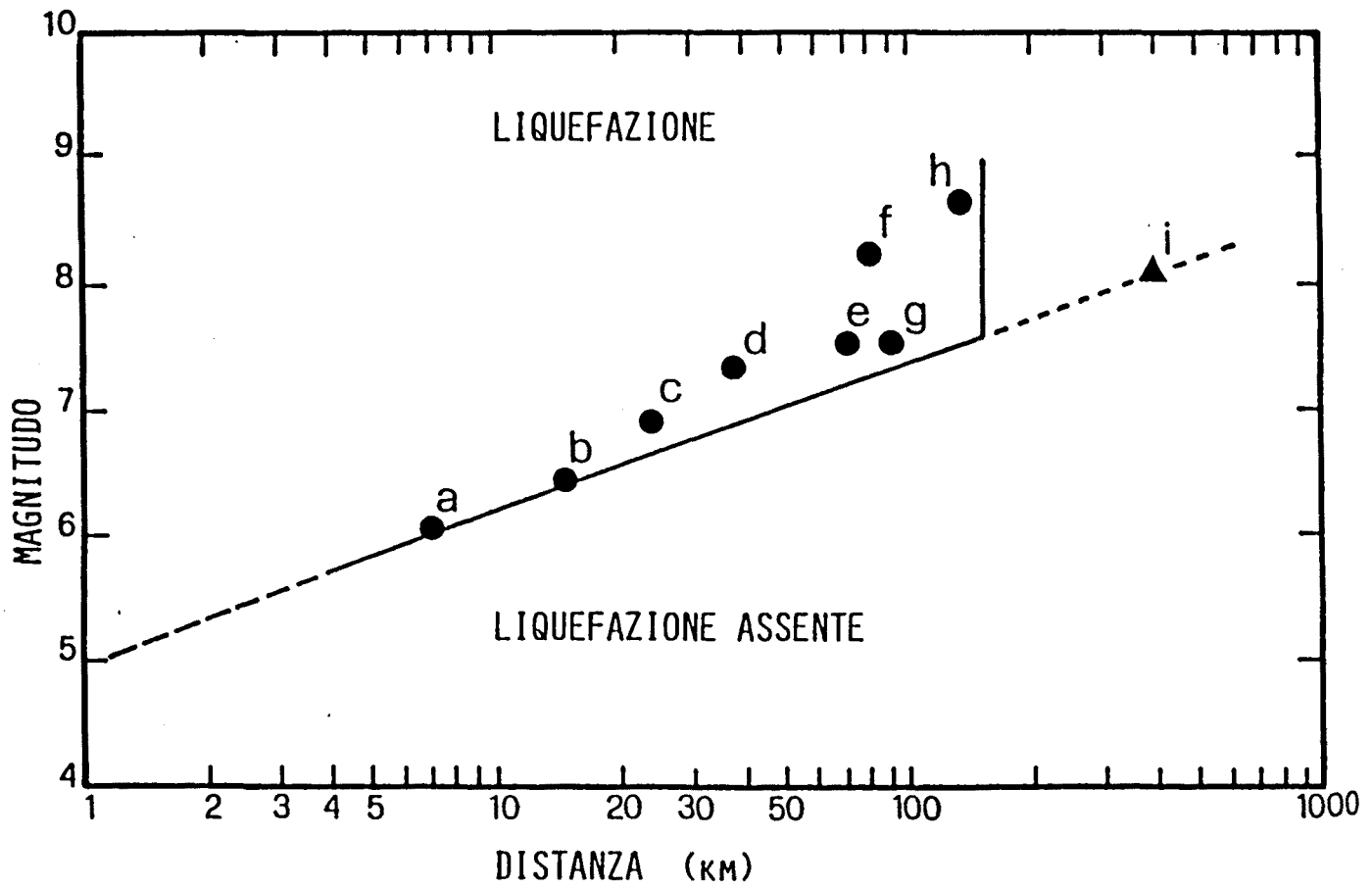


Fig. 5.4. Relació de la magnitud mínima que es requereix per a poder-se desenvolupar estructures de líquefacció a una distància donada de l'epicentre (Serva 1980).

Fig. 5.4. Estimation of the relationship of the minimum magnitude that is required in order to allow liquified structures to evolve at a given distance from the epicentre. (Serva 1980).

- absència d'altres causes que puguin produir liqüefacció no sísmica.

Aquestes estructures, però, no són suficients per a determinar l'existència de sismicitat en una zona per elles soles ja que existeixen d'altres factors desencadenants a banda del sísmic. Per altra banda, de demostrar-se el seu origen sísmic, l'existència d'aquestes estructures no és mai suficient per afirmar que el sisme ha tingut l'epicentre a la zona ja que la liqüefacció només ocorre en condicions litològiques i de contorn molt especials com ja s'ha exposat abans i, a més, les ones sísmiques s'amplifiquen en aquest tipus de sediments. Així, per exemple en la zona epicentral els fenòmens de liqüefacció poden ser absents, degut a unes condicions litològiques no adients, mentre que a certa distància es poden donar les condicions favorables de manera que es podria interpretar erròniament una posició epicentral coincidint amb la zona afectada per liqüefacció. Tan sols en zones de litologia i condicions de contorn homogènies i amb una distribució concèntrica de les diferents classes de Ringrose (1989), amb major intensitat al centre, es pot utilitzar aquest tipus d'estructures per a localitzar epicentres de terratrèmols. Tot i així, alguns autors proposen una relació entre la magnitud del sisme i la distància màxima de l'epicentre a la que ens trobem estructures de liqüefacció. Així, Serva et al. 1980 proposen, a partir de l'observació de les dades de diversos terratrèmols, que les estructures de liqüefacció formades a més de 100 km de l'epicentre indiquen una magnitud $M_s > 7.5$, i proposen una magnitud mínima necessària per a la formació d'aquestes estructures de 5 a 5.5 M_s (fig. 5.4).

5.2.3. ANOMALIES SEDIMENTOLÒGIQUES

L'activitat sísmica pot alterar temporalment les condicions sedimentològiques d'una zona de tal manera que es produeixin episodis sedimentaris anòmals respecte a la totalitat de la sèrie estratigràfica. En terratrèmols actuals s'observen modificacions del terreny que provoquen variacions del medi sedimentari; així, al terratrèmol d'El Asnam (1980) el curs d'un riu quedà obturat temporalment degut al creixement cosísmic d'un anticlinal, fet que motivà el desenvolupament d'un medi lacustre aigües amunt de l'obstacle. Es tracta d'una anomalia temporal ja que en ser reblert el petit llac el medi torna a ser fluvial i per tant, en aquest cas, l'existència dels sediments lacustres és un bon indicador de paleosismicitat. També s'ha observat que els terratrèmols, sovint, provoquen moviments de massa que deixen el terreny sense protecció vegetal i que alhora remouen molt material que queda als fons de les valls. Aquest efecte produeix variacions en la quantitat de sediment susceptible de ser transportat. Així, nivells amb potències anòmales en una sèrie estratigràfica han estat interpretats per alguns autors com a indicadors de paleosismicitat. A continuació s'exposen alguns dels casos més usats utilitzats com a indicadors de paleosismicitat basats en anomalies sedimentològiques o estratigràfiques.

Moviments de massa. En nombroses cròniques històriques de terratrèmols forts es descriu la formació de moviments de massa com a conseqüència de sismes. Wilson i Keffer (1985) analitzen els terratrèmols històrics en què s'indica la formació d'aquests tipus de sediments i distingeixen fins a 14 tipus de moviment de massa produïts per sismes (fig. 5.5). Consideren que existeix una relació directa

Name	Type of movement	Internal disruption*	Water content†				Velocity‡	Depth**
			D	U	PS	S		
LANDSLIDES IN ROCK								
Disrupted slides and falls								
Rock falls	Bounding, rolling, free fall	High or very high	X	X	X	X	Extremely rapid	Shallow
Rock slides	Translational sliding on basal shear surface	High	X	X	X	X	Rapid to extremely rapid	Shallow
Rock avalanches	Complex, involving sliding and/or flow, as stream of rock fragments	Very high	X	X	X	X	Extremely rapid	Deep
Coherent slides								
Rock slumps	Sliding on basal shear surface with component of headward rotation	Slight or moderate	?	X	X	X	Slow to rapid	Deep
Rock block slides	Translational sliding on basal shear surface	Slight or moderate	?	X	X	X	Slow to rapid	Deep
LANDSLIDES IN SOIL								
Disrupted slides and falls								
Soil falls	Bounding, rolling, free fall	High or very high	X	X	X	X	Extremely rapid	Shallow
Disrupted soil slides	Translational sliding on basal shear surface or zone of weakened, sensitive clay	High	X	X	X	X	Moderate to rapid	Shallow
Soil avalanches	Translational sliding with subsidiary flow	Very high	X	X	X	X	Very rapid to extremely rapid	Shallow
Coherent slides								
Soil slumps	Sliding on basal shear surface with component of headward rotation	Slight or moderate	?	X	X	X	Slow to rapid	Deep
Soil block slides	Translational sliding on basal shear surface	Slight or moderate	?	?	X	X	Slow to very rapid	Deep
Slow earth flows	Translational sliding on basal shear surface with minor internal flow	Slight			X	X	Very slow to moderate, with very rapid surges	Generally shallow, occasionally deep
Lateral spreads and flows								
Soil lateral spreads	Translation on basal zone of liquefied gravel, sand, or silt or weakened, sensitive clay	Generally moderate, occasionally slight, occasionally high			X	X	Very rapid	Variable
Rapid soil flows	Flow	Very high	?	?	?	X	Very rapid to extremely rapid	Shallow
Subaqueous landslides	Complex, generally involving lateral spreading, and/or flow, occasionally involving slumping and/or block sliding	Generally high or very high, occasionally moderate or slight			X	X	Generally rapid to extremely rapid, occasionally slow to moderate	Variable

*Internal disruption: "slight" signifies landslide consists of one or a few coherent blocks; "moderate" signifies several coherent blocks; "high" signifies numerous small blocks and individual soil grains and rock fragments. "very high" signifies nearly complete disaggregation into individual soil grains or small rock fragments.

†Water content: D = dry, U = moist but unsaturated, PS = partly saturated, S = saturated.

‡Velocity:

(velocity terminology from Varnes, 1978)

**Depth: "shallow" signifies thickness generally < 3 m; "deep" signifies depth generally > 3 m.

Fig. 5.5. Característiques dels moviments de massa ocasionats per terratrèmols importants en la història sísmica de la terra i relació amb la mida i d'altres característiques d'aquests terratrèmols (Keefer 1984).

Fig. 5.5. Characteristics of the movements of mass caused by important earth tremors in the seismic history of the earth and relationships with the size and other characteristics of these earth tremors (Keefer 1984).

entre la mida del terratrèmol i l'amplitud de l'àrea ocupada pel moviment de massa, encara que d'altres factors també en tinguin control, com ara la profunditat de l'hipocentre, la geologia local, etc. Quan augmenta la magnitud d'un terratrèmol, també augmenta el nombre de moviments de massa.

Aquests autors proposen una classificació dels tipus de moviments de massa a partir de l'energia mínima necessària per a activar-los. De menys a més energia, aquests grups són els següents:

- caigudes de pedra, lliscaments, desordres i col·lapses en sòls.
- expansió lateral.
- allaus de roques i allaus de terres.

Els lliscaments de massa provocats per terratrèmols es donen en alguns casos en zones on els moviments de massa no són característics i, per tant, poden servir com a indicadors de sismicitat. Diversos autors els han utilitzat amb aquest objectiu (Nikonov 1988, Cantalamessa et al. 1981, Wilson i Keefer 1985, Harp et al. 1981).

Sismoturbidites. Les sismoturbidites són cossos turbidítics producte de fluxos de gravetat activats per terratrèmols, en la majoria de casos en conques de flysch (Mutti et al. 1984). Les sismoturbidites, també anomenades megaturbidites, són d'uns ordres de magnitud més gruixudes que les turbidites no sísmiques, apareixen en les sèries turbidítics intercalades a l'atzar, sense estar ordenades ni verticalment ni lateralment amb associacions de fàcies de lòbul o de canal, i difereixen considerablement en textura, composició i en la direcció de les paleocorrents respecte a les turbidites no sísmiques que les engloben. Les megaturbidites s'han utilitzat com a indicador de paleosismicitat (Séguret et al. 1984, Kleverlaan 1987, Seilacher 1984).

Registre de tsunamis. El registre sedimentari d'un tsunami, fenomen produït principalment per sísmes individuals, es pot dipositar per sobre de sediments continentals. Així, en alguns casos s'han interpretat nivells sorrenes sobre nivells de plana mareal com a conseqüència de tsunamis i per tant s'han utilitzat aquests nivells com a indicadors de paleosismicitat. Atwater (1987) observà, a l'estat de Washington (EUA) diversos episodis en què sediments intermareals es dipositaven per sobre de zones continentals de forma brusca alhora que observà també alguns casos en què aquestes zones continentals eren fossilitzades per sorres que interpretà com degudes a l'acció de tsunamis; els episodis d'avanç de les zones intermareals les interpretà com degudes a la subsidència cosísmica.

Sediments anòmals en llacs o en mars. Alguns autors descriuen l'existència de nivells anòmals en les sèries estratigràfiques de llacs o mars que interpreten com a conseqüència de sísmes. Així, per exemple, al llac Tadoussac (Quebec), en una zona sísmicament activa, s'observa en la sèrie estratigràfica formada per gyttja -material silicatat amb una proporció alta de materia orgànica-, la presència periòdica de nivells de llims. Doig (1990) proposa dos possibles mecanismes per a explicar-ho, o bé els llims provenen de la major concentració de silicats en l'àrea font degut a l'aparició de

moviments de massa activats per terratrèmols, o bé la sacsejada produïda pel terratrèmol ha posat en suspensió la gytja que ha resedimentat amb velocitats diferents per a la fracció silicatada i la fracció orgànica. Així, els nivells de llim en aquest cas s'han utilitzat com a indicadors de paleosismicitat.

A la mar Morta, Ben Mehanem (1976) observà que abans de tenir lloc un sisme sorgeixen fonts a les vores del mar que descarreguen gran quantitat de sediment de color blanquinós. El registre sedimentari del mar conté diversos nivells d'aquest color que també s'han utilitzat com a indicadors de paleosismicitat (Ben Mehanem 1976).

5.2.4. REALITZACIÓ DE RASES

Les relacions estratigràfiques en una secció transversal a un escarpament de falla contenen molta informació sobre l'evolució del moviment de la falla. Així, en cas d'existir un aflorament natural transversal a l'escarpament, l'anàlisi detallat de les relacions geomètriques entre els diferents nivells, alhora que la determinació de les edats d'aquests, poden permetre establir els paràmetres del comportament de la fractura en qüestió. Normalment, però, en tractar-se de sediments molt recents, els afloraments transversals als escarpaments no abunden i per tant cal realitzar-los artificialment, amb possibilitat, en aquests casos, d'escollir les localitzacions més idònies; és el que s'anomena l'excavació de rases (fig. 5.6) (Sieh i Jahn 1984, Schwarth i Coppersmith 1984, D'Addezio et al. 1991, 1993, Michetti et al. 1993, Pantosti i Yeats 1993, Pantosti et al. 1993).

Aquestes rases tenen normalment entre 20 i 30 m de llarg, 3 o 4 m de fondària i entre 1 i 4 m d'amplada, segons les condicions del terreny. La llargada és en funció de la fracturació observada. Així, en cas de trobar una falla normal, convé allargar la rasa per intentar trobar alguna falla antitètica, ja que la no consideració d'aquesta falsejaria el càlcul del salt. En algunes rases les parets s'han d'apuntalar amb gats hidràulics per evitar el perill d'enfonsament, tot i que l'eixamplament de la rasa i la construcció d'un esglaó en una banda pot evitar-ho. La ubicació de la rasa s'ha de seleccionar amb molta cura; normalment són recomanables les zones de l'escarpament on hi ha més aport sedimentari, ja que són els sediments els que indiquen, amb les seves relacions geomètriques, l'evolució de l'escarpament.

El treball en una rasa es basa sobretot en la realització de talls geològics molt detallats. L'escala d'aquests talls acostuma a ser 1:20 i es fa amb l'ajut d'una malla d'un metre per un metre construïda amb cordill. Els diferents nivells a vegades cal resseguir-los amb cordill i claus per a destacar-los, ja que en tractar-se de sediments molt recents, i segons el medi sedimentari en què es trobi la rasa, els contactes no acostumen a ser gaire nítids. És de gran interès la datació dels nivells que fossilitzen la falla i els que estan afectats per aquesta; així convé realitzar una recerca exhaustiva de material datable en el perfil.

En un perfil ideal d'una rasa s'obté informació sobre el comportament de l'escarpament de falla. Aquesta informació es resumeix en gran manera en els paràmetres següents:

- *Lliscament per esdeveniment sísmic*: és la quantitat de lliscament cosísmic produït durant un sol esdeveniment sísmic i és representatiu de l'energia alliberada durant l'esdeveniment sísmic.

- *Índex de lliscament*: és la taxa de deformació característica d'una falla i és representatiu de l'activitat mitjana de la falla i també de l'energia mitjana alliberada per la falla. S'extrau en casos en què en el perfil es detecten diferents esdeveniments sísmics. És important per a calcular un índex de deformació característic de l'escarpament.

- *Temps de recurrència*: és el temps transcorregut entre un esdeveniment sísmic d'una magnitud donada i un altre de la mateixa magnitud. Es determina a partir d'esdeveniments successius amb la mateixa quantitat de lliscament.

- *Temps transcorregut (elapsed time)*: És el temps transcorregut des de l'últim esdeveniment sísmic en l'escarpament. Si es coneix el valor del temps de recurrència per a la mateixa magnitud en l'escarpament es pot estimar el temps que falta per a que torni a tenir lloc un sisme de dimensions semblants.

Per a poder calcular aquests paràmetres primer cal detectar horitzons que corresponguin al moment en què tingué lloc l'esdeveniment sísmic. La detecció de les característiques següents permet delimitar aquests horitzons:

- La presència d'un escarpament fossilitzat per sediments recents: l'horitzó de l'esdeveniment sísmic és el sostre del nivell dislocat per l'escarpament. Normalment es daten els sediments superiors a l'horitzó de l'esdeveniment, i per tant l'edat del sisme pot ser anterior a la datació.

- La presència d'un tascó col·luvial al peu de l'escarpament, fossilitzant-lo, és un indicador clar d'un esdeveniment sísmic. El tascó està format pels sediments que es van acumular al peu de l'escarpament. L'horitzó que correspon a l'esdeveniment sísmic se situa a la base del tascó.

- La presència de falles fossilitzades per un mateix horitzó indica una activitat sísmica anterior a la base de l'horitzó, ja que en aquest cas ha d'haver transcorregut un temps per a poder erosionar l'escarpament.

- Un descens del salt de falla cap a la superfície, en la falla que ha format l'escarpament, indica moviments successius. Els límits entre zones amb salts diferents representen també uns horitzons que corresponen a esdeveniments sísmics.

De l'observació del comportament dels escarpaments en terratrèmols actuals poden posar-se algunes objeccions al que s'ha exposat fins ara. En primer lloc cal tenir en compte que un escarpament

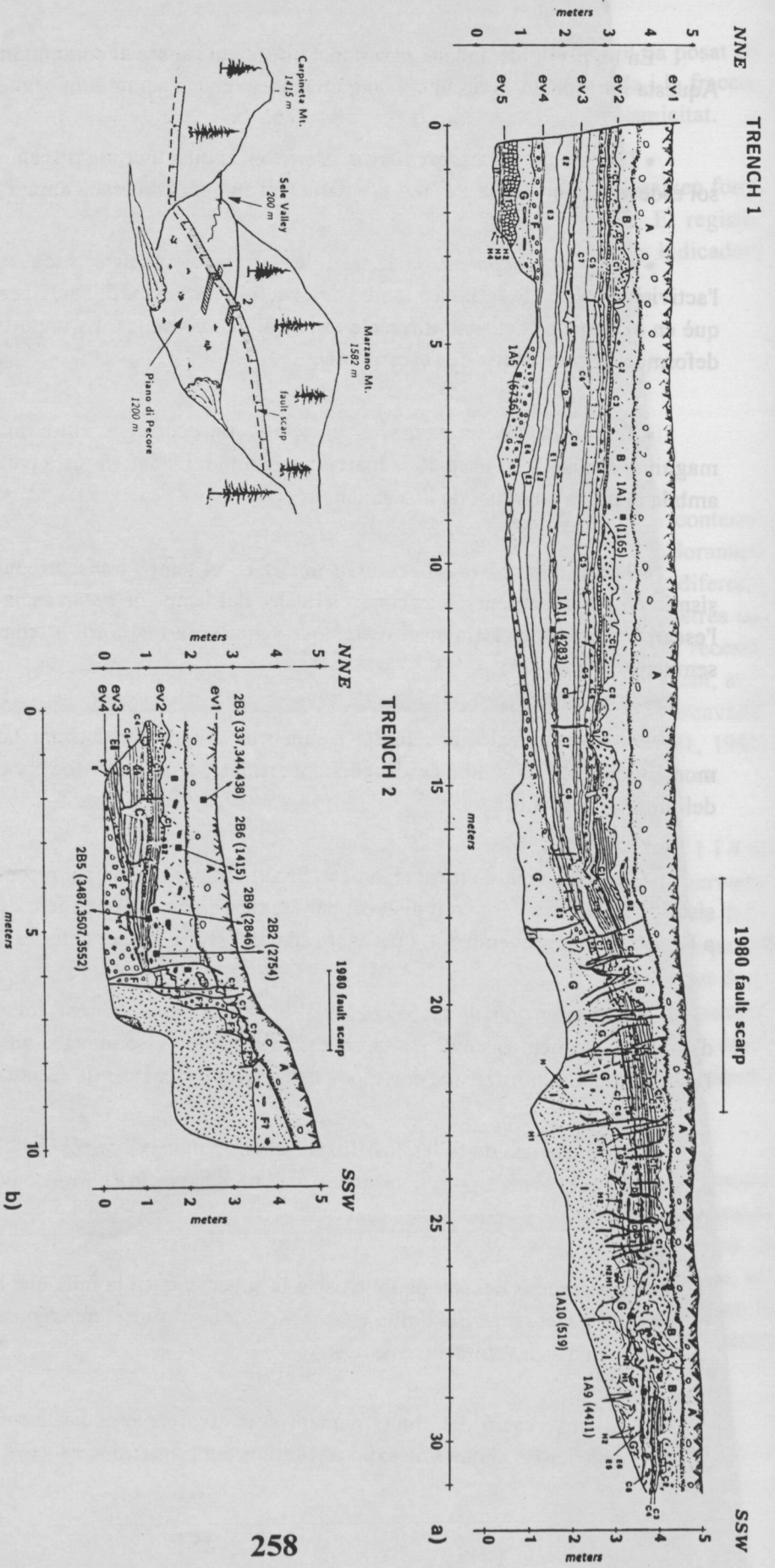


Fig. 5.6. Exemple de l'excavació de rases per a estudis de paleosismicitat al Piano di Pecore, a Itàlia: **a)** situació de les rases realitzades, en una zona amb abundant sedimentació; **b)** resultats obtinguts a la rasa 2, amb la individualització de quatre esdeveniments sísmics (Pantosti et al. 1993).

Fig. 5.6. Example of the excavation of the trenches for paleoseismic studies at Piano di Pecore, in Italy: a) situation of the trenches produced, in an area with abundant sedimentation; b) results obtained at the trench 2, with the individualisation of four seismic occurrences (from Pantosti et al. 1993).

pot haver acumulat el salt de diversos esdeveniments de lliscament sísmic de la falla. Així, es pot cometre l'error d'atribuir una mida més gran al terratrèmol que s'ha generat conjuntament amb l'escarpament ja que en realitat el salt s'hauria de repartir entre dos o més esdeveniments. Ja s'han exposat alguns criteris útils en la detecció d'aquest problema en els escarpaments superficials. Això és més difícil en els fossilitzats. Un altre problema important és la possibilitat que un escarpament s'hagi format per processos de creep i que no hagi tingut un comportament sísmic de la falla que el controla. La deducció d'una magnitud del sisme a partir del salt observat en aquest cas seria també incorrecta. Però tenint en compte que els segments que absorbeixen la deformació mitjançant processos de creep no ho fan també de forma sísmica (Allen 1986), en escarpaments en els què es té constància que han sofert activitat sísmica aquest problema es pot obviar. Quan es detectaren els primers exemples de segments de falla amb lliscament en forma de creep, a la falla de San Andrés (Steinbrugge et al. 1960), es posaren en dubte les dades paleosismològiques interpretades fins al moment; actualment s'ha comprovat que poques falles tenen un comportament d'aquest tipus (Allen 1986). Tan sols en alguns segments de la falla de San Andrés i de la de North Anatolia s'ha confirmat el lliscament per creep (Schulz et al. 1982, Louie et al. 1985). També cal tenir en compte que les falles no s'activen sempre en la seva totalitat durant un sisme. En un mateix escarpament la deformació pot ser absorbida per uns segments durant un sisme i per d'altres en el següent sisme. Així, la realització d'una sola rasa no sol ser suficient per a determinar la història del moviment de la falla.

Els paràmetres exposats fins aquí són sobretot vàlids per a falles que tenen un moviment de tipus predominantment vertical, ja que, en falles de lliscament de component horitzontal, el salt no s'observa en la seva totalitat en una sola rasa. Les falles direccionals són de més difícil anàlisi mitjançant la realització de rases, degut sobretot a què normalment la deformació en aquest tipus de falles no es concentra en una sola línia, sinó que ho fa al llarg d'una zona més ampla, que és difícil d'analitzar completament mitjançant les rases. Tot i així, diversos autors han utilitzat aquesta metodologia a les falles de San Andrés i del N d'Anatolia (Sieh 1978, Sieh i Jahns 1984, Schwartz i Coppersmith 1984, Niemi i Hall 1992, Fumal et al. 1993).

5.2.5. ESTIMACIONS DE LA LOCALITZACIÓ DEL FOCUS I DE LES DIMENSIONS DEL TERRATRÈMOL

Els estudis de paleosismicitat, tal com he exposat fins aquí, permeten determinar en alguns casos l'existència de sismes anteriors al registre històric o inclús una seqüència sísmica en el temps. La determinació de les dimensions d'aquests terratrèmols enregistrats en els materials és més complexa i es basa sobretot en la comparació dels efectes produïts en terratrèmols actuals.

La relació empírica entre la longitud de la ruptura de superfície i l'energia alliberada pel sisme és la base de les estimacions de la magnitud d'un terratrèmol anterior al període històric (fig. 5.7)(Mark, 1977, 1979, Wyss, 1979, Bolt, 1978, Acharya, 1979, Bonilla et al., 1984, Nikonov, 1988, Dorbath et al., 1990). Així, Tocher (1958) analitzà els sismes del catàleg de les zones de Califòrnia i

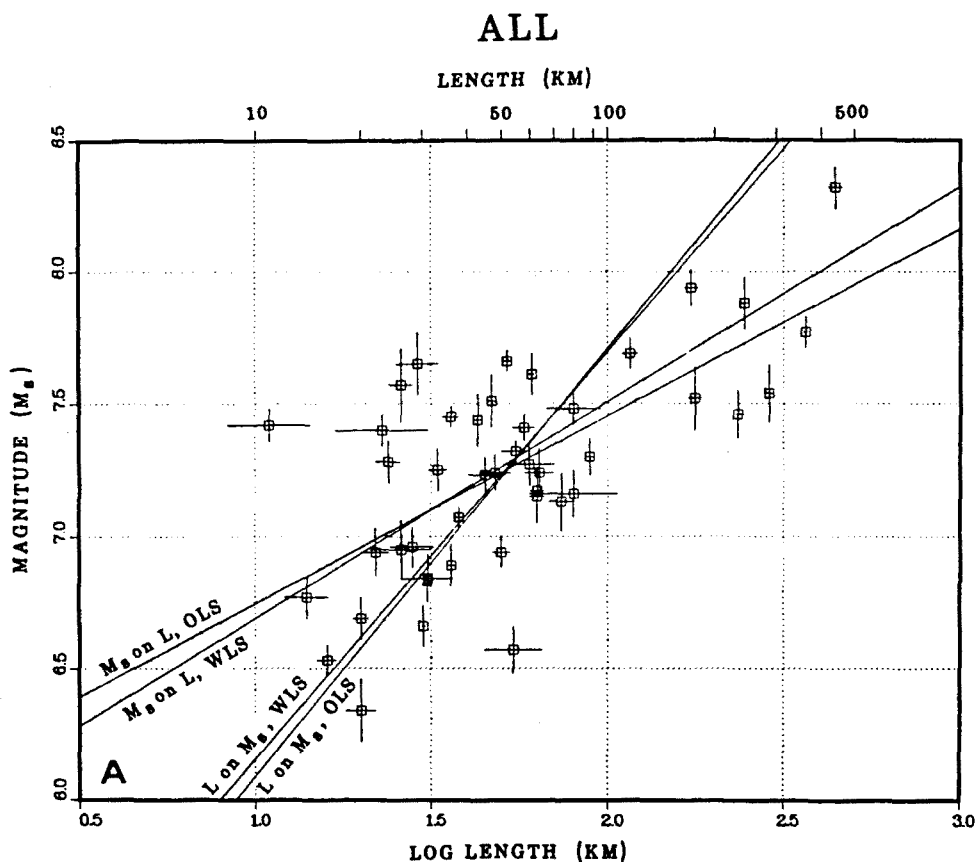


Fig. 5.7. Relació entre la llargada de la ruptura en superfície d'una falla activa i la magnitud de les ones superficials del sisme que l'ha provocada (Bonilla et al. 1984). Les diferents línies de regressió corresponen a diferents mètodes d'ajustament lineal utilitzats per l'autor; s'hi inclouen les barres d'error.

Fig. 5.7. Relationship between the length of the rupture in the surface of an active fault and the magnitude of the surface waves of the tremor that has caused it (Bonilla et al. 1984). The different lines of regression correspond to the different methods of lineal adjustment used by the author; it includes the bars of error.

Sierra Nevada (EUA) i proposà la següent relació per a explicar la distribució de magnituds en funció de la longitud de la fractura de superfície:

$$M = a + b \log L$$

on M és la magnitud, $a=3.415$, $b=0.825$ i L és la longitud de la fractura en superfície expressada en km. Posteriorment diversos autors han realitzat anàlisis semblants per a sismes de tot el món, o de diverses regions. S'ha observat que els resultats són més ajustats si s'analitzen les dades de forma regional, fet que es deu, segons Acharya (1979), a diferències en l'eficiència sísmica de cada zona, és a dir en l'eficiència de cada zona en convertir l'energia elàstica alliberada a la font sísmica en energia radiada sísmica. Per a aquest càlcul, alguns autors (Wyss 1979) proposen l'ús de l'àrea de ruptura (A) en lloc de la longitud de la ruptura (L) degut a que té una millor correlació amb la magnitud, tot i que aquest valor no és sempre mesurable. Cal advertir que els càlculs de la magnitud a partir de L no són vàlids per a totes les magnituds, ja que els sismes amb magnitud petita no produeixen ruptura en superfície; així aquests càlculs es realitzen en general per a terratrèmols de $M > 5.5$.

Aquestes estimacions han estat criticades sobretot pel que fa a l'ajustament estadístic de les dades i a l'error degut a les diferents procedències de les dades de L en les anàlisis estadístiques (Mark 1977, 1979, Bolt 1978). La variació del tipus d'escala utilitzada per a expressar la magnitud en els catàlegs utilitzats també ha estat motiu de controvèrsia. Per altra banda cal també considerar el problema de l'existència de sismes importants que no produeixen fracturació en superfície, com és el cas dels plècs que són l'expressió superficial de falles cegues sismogèniques (Yeats 1986).

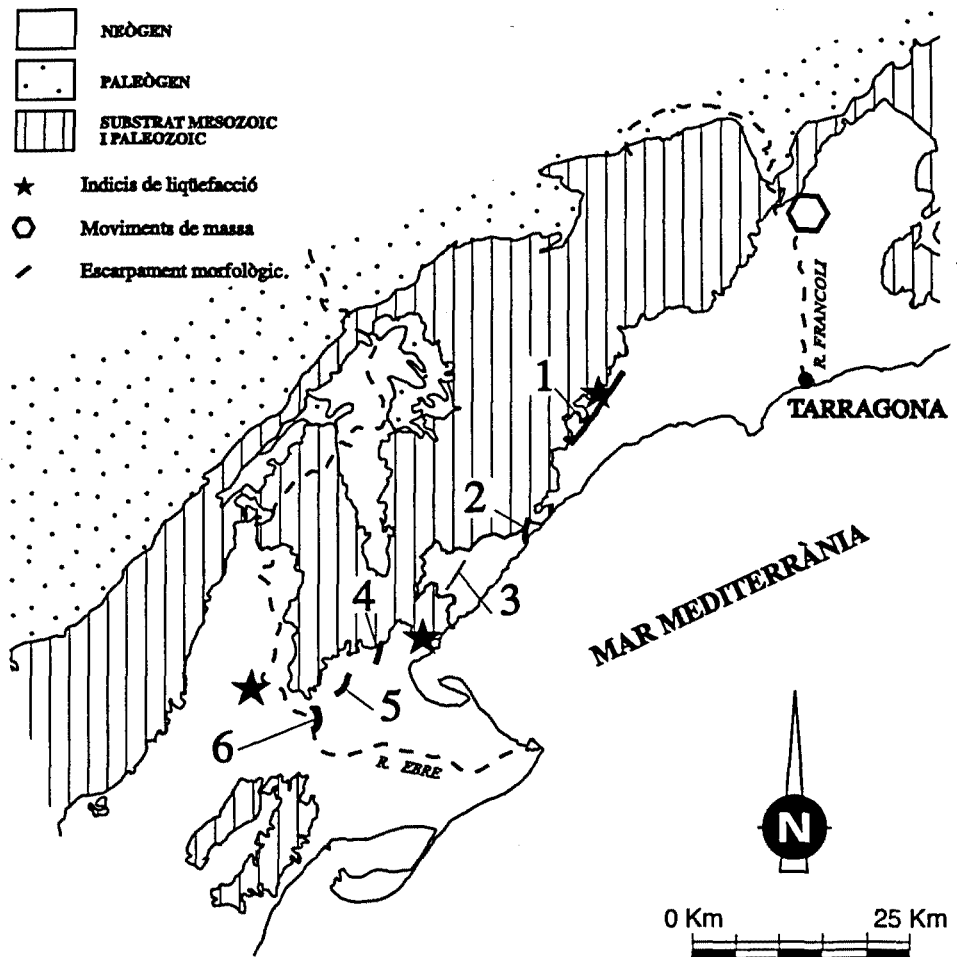


Fig. 5.8. Mapa de situació dels indicis de paleosismicitat detectats a les Cadenes Costaneres Catalanes. Amb un hexàgon es mostra la zona on s'han observat lliscaments de massa de grans dimensions i abundants, amb una estrella les zones on s'ha observat liqüefacció, i amb línies gruixudes, els escarpaments de falla. 1. Mont-roig, 2. l'Almadrava, 3. Sant Jordi (aquest escarpament s'ha descrit a l'apartat de ventalls al·luvials i d'anomalies de líndex de gradient ja que la seva detecció s'ha realitzat gràcies a aquestes anàlisis), 4. Camarles, 5. l'Aldea, 6. Sant Onofre (aquest constitueix un escarpament morfològic que no s'ha interpretat causat pel moviment de la falla sinó per la cimentació preferent, vegeu text)

Fig. 5.8. Map of the situation of the paleoseismicity indices detected at the Cadenes Costaneres Catalanes. A hexagon indicates where an area has been observed as experiencing slippages of mass of large dimensions and in abundance, with a star indicating the zones of liquifaction, and with thick lines the fault escarpments. 1. Mont-roig, 2. Almadrava, 3. Sant Jordi (this escarpment has been described in the chapter on alluvial ranges as well as the anomalies of the index of gradient now that its detection has been realised thanks to this analysis). 4. Camarles, 5. Aldea 6. Sant Onofre (this constitutes a morphologic escarpment that has not been interpreted as caused by the movement of the fault but by the preference for cementation, (see text).

5.3. ELS INDICADORS DE PALEOSISMICITAT A LES CADENES COSTANERES CATALANES

La sismicitat a la zona estudiada, a jutjar per les dades existents en el catàleg sísmic, és moderada. Les dades instrumentals no superen la magnitud 4,5 i la macrosismicitat indica una intensitat màxima entre VI i VII (vegeu capítol de sismicitat). La possibilitat de localitzar indicadors de paleosismicitat en una zona amb aquestes característiques sísmiques és baixa. Tot i així, la detecció i posterior anàlisi d'aquests indicadors és especialment important, i queda ben justificada ja que, tot i que la perillositat sísmica pugui semblar baixa, cal tenir en compte que el període de temps del registre sísmic històric és menor al període de recurrència (Roca i Suriñach 1982)(vegeu capítol de sismicitat) i per tant no és una mostra de tot el cicle sísmic.

A continuació descriu un seguit d'estructures que he interpretat com de possible origen sísmic. Aquestes estructures són escarpaments de falla, estructures de líquèfacció i grans esllavissades. Es troben a la meitat sud de la zona estudiada, des de la fossa del Camp fins a l'Ebre (fig. 5.8). Això pot indicar una major paleosismicitat al S, però també pot ser degut a una menor susceptibilitat dels sediments per a enregistrar aquests indicadors al N o a una major dificultat en la seva detecció degut a la major degradació de les formes superficials a les fosses del Vallès i del Penedès.

5.3.1. ELS ESCARPAMENTS DE FALLA

He localitzat diverses morfologies esglaonades en materials plio-quadernaris que he interpretat com a escarpaments de falla. Els escarpaments localitzats per observació directa són cinc, de N a S: el de Mont-roig, el de l'Almadrava, el de Camarles, el de l'Aldea i el de Sant Onofre. A aquesta llista d'escarpaments cal afegir-hi el de Sant Jordi, que s'ha localitzat indirectament mitjançant les anàlisis topogràfica i del perfil d'equilibri dels rius, i que ha estat descrit a l'apartat de morfologia. Aquests esglaonaments morfològics mantenen una direcció NNE-SSW constant. La seva llargada varia entre la de l'escarpament de Mont-roig, que considerat en la seva totalitat té 10 km de longitud, i la llargada de l'escarpament de Sant Onofre, que té una llargada de 200 m.

Tots els escarpaments descrits aquí afecten els ventalls al·luvials que s'estenen sobre la fossa del Camp, el Pla de Sant Jordi i el Pla de l'Aldea. Aquests ventalls al·luvials estan formats principalment per conglomerats calcaris cimentats i, en alguns ventalls de la fossa del Camp, per conglomerats amb còdols de pissares i granits, tots ells amb evidències d'haver experimentat poc transport i per tant s'han interpretat com d'origen local. Tot i que en aquestes tres zones els ventalls

queden desconectats, i per tant una correlació espacial és difícil, la uniformitat de les fàcies permet considerar una edat comuna per a tots ells. A la fossa del Baix Ebre, on es troben els millors afloraments de l'ompliment de les fosses neògenes de la meitat S de les Cadenes Costaneres Catalanes, s'observa com els conglomerats mencionats es disposen discordantment per sobre dels materials pliocens (Magné (1978), Martinell i Domènech (1984), i Aguirre et al. (1982) consideren que els nivells margosos intermedis tenen una edat de Pliocè mitjà a superior, i Agustí et al. (1983) consideren que la seva edat és ruscinià). Aquests mateixos conglomerats que formen els ventalls al·luvials, al Baix Ebre són sincrònics amb la formació de la terrassa fluvial més alta de l'Ebre - Pleistocè inferior-mitjà- (Arasa 1994). Al cap Roig, a l'extrem més septentrional del Pla de l'Aldea, els conglomerats calcaris arriben a disposar-se per sobre dels conglomerats poligènics considerats per Arasa (1990) com d'edat quaternaria (correlacionats amb els conglomerats de Colada de Sant onofre). A l'Almadrava, aquests conglomerats poligènics presenten perforacions probablement degudes a litòfags, en afloraments situats 20 m per sobre del nivell del mar actual. Aquesta alçada no ha estat assolida pel nivell del mar durant el Quaternari, i fa falta retrocedir fins al Pliocè per a assolir-la. Així, es pot considerar que la base d'aquests conglomerats té una edat posterior al Pliocè mitjà-superior i que el sostre és, segurament, pleistocè. Així, l'edat de la formació dels escarpaments és posterior al Pliocè mitjà-superior.

Per a localitzar els escarpaments i poder-los estudiar adequadament he realitzat, en primer lloc, una foto-interpretació, amb fotografies aèries a escala 1:33.000, 1:70 000 i en alguns casos, amb ampliacions a 1:10.000 en zones on he observat alguna anomalia. La foto-interpretació s'ha concentrat en la detecció d'alineacions i esglaonaments sobretot en zones on la litologia és homogènia, és a dir a les fosses neògenes. Les alineacions observades a la zona d'aflorament del substrat s'han descartat en general degut a la seva coincidència amb fractures antigues i a la gran dificultat de discriminar si els contrastos topogràfics són deguts a contrastos litològics o bé a moviments tectònics recents.

Les zones amb alineacions o escarpaments seleccionades mitjançant la foto-interpretació han estat reconegudes al camp, reconeixement que ha permès descartar alguns casos i, en la resta, realitzar-ne l'estudi estructural i sedimentològic necessari. El treball de camp també ha permès, amb l'ajut de la fotografia aèria, seleccionar les ubicacions més idònies per a la realització de rases i de perfils topogràfics detallats.

L'anàlisi topogràfica ha consistit en la realització de perfils topogràfics de detall (entre 10 i 50 m de llarg) i generals (fins a 250 m de llarg), transversals als escarpaments de falla detectats. L'objectiu principal d'aquesta ha estat la caracterització dels escarpaments tant pel que fa referència a la quantificació del salt vertical com pel que fa referència a la morfologia d'aquests. L'anàlisi ha permès calcular, també, l'angle promig per segments de l'escarpament. Aquestes dades han estat determinants en la posterior interpretació dels escarpaments com a falles normals. Per a poder realitzar els càlculs del salt vertical, he calculat, primer, i sobre mapes a escala 1:5000, el pendent dels ventalls al·luvials dislocats pels escarpaments. L'anàlisi de les dades topogràfiques obtingudes no es pot realitzar sense tenir en compte alguns condicionants que s'exposen a continuació. Així, la vegetació i les construccions antròpiques han determinat que algun perfil no es trobi complet; en alguns casos, el perfil s'ha pogut realitzar només fins on comença la zona no deformada del ventall

al·luvial. A l'hora d'analitzar els resultats obtinguts cal considerar també la subjectivitat que ve lligada a la determinació dels límits dels segments per al càlcul del pendent ja que algunes zones de pendent pronunciat es disposen en franges estretes. També cal considerar que el mètode no permet enregistrar les zones extraplomades que en algun cas s'observen al camp a la zona de l'escarpament de Mont-roig. Així, s'observen pendents majors en els perfils de detall ja que en els perfils generals els segments, més llargs, donen lloc a mitjanes més baixes ja que les zones de pendent pronunciades són estretes. Tots aquests punts s'han tingut en compte al camp en la presa de dades.

Una vegada determinada la naturalesa dels escarpaments, i establertes les seves característiques he planificat i realitzat la campanya de rases i posteriorment analitzat els resultats, alhora que s'ha dut a terme la campanya de realització i anàlisi de perfils topogràfics detallats. L'últim estadi del procés ha estat la integració de totes les dades i la seva interpretació.

5.3.1.1. L'ESCARPAMENT DE MONT-ROIG

L'escarpament que s'anomena aquí de Mont-roig se situa a la comarca del Baix Camp. S'estén entre el poble de Botarell i el barranc de les Planes, al N de l'Hospitalet de l'Infant, passant per Mont-roig, amb una longitud de 10 km (fig. 5.9). La seva direcció és NNE-SSW, tot i que, com s'exposa més endavant, experimenta petites variacions en l'orientació. El desnivell topogràfic acumulat és de 17 m i el màxim desnivell observat en l'escarpament del front és de 2 m; tant en un cas com en l'altre el màxim salt s'observa als volts del poble de Mont-roig (fig. 5.10).

L'escarpament afecta els ventalls al·luvials plio-quadernaris que s'estenen sobre la fossa neògena del Camp (fig. 5.11). Aquests ventalls estan formats principalment per conglomerats calcaris cimentats encara que alguns estan formats per conglomerats amb còdols de granit i de pissares. Masana (1991) va analitzar el nivell de degradació dels ventalls al·luvials de la fossa del Camp i va distingir-hi dues grans famílies, la més recent de les quals va correlacionar amb el ventall de Castellvell on diversos autors han descrit indústria lítica musteriana (Vilaseca, 1973, Lumley i Ripoll 1965, Lumley 1971, Salas 1973, Julià et al. 1979a). Ja he comentat al capítol de geomorfologia que els ventalls més antics de la fossa del Camp es poden correlacionar amb els que s'observen al pla de Sant Jordi i al Baix Ebre; per tant, l'edat d'aquests ventalls al·luvials més antics serà posterior al Pliocè mitjà-superior (vegeu la introducció d'aquest capítol). L'escarpament es troba al peu dels relleus de la serra de Prades, formada en aquesta part del front per materials triàsics i paleozoics (pissarres i granit). Tant la geologia de superfície com les dades de subsòl (Masana 1991) mostren que el contacte entre la fossa i la serra no és una sola falla sinó que està format per diverses falles normals.

Per analitzar el comportament d'aquest escarpament, el descriu en primer lloc per zones, i després en presento els resultats de l'anàlisi topogràfica detallada. Per a acotar els moviments de l'escarpament he realitzat una rasa que es descriu juntament amb els condicionants de la seva realització. Els resultats obtinguts a la rasa, alhora que les dades regionals i de l'escarpament són

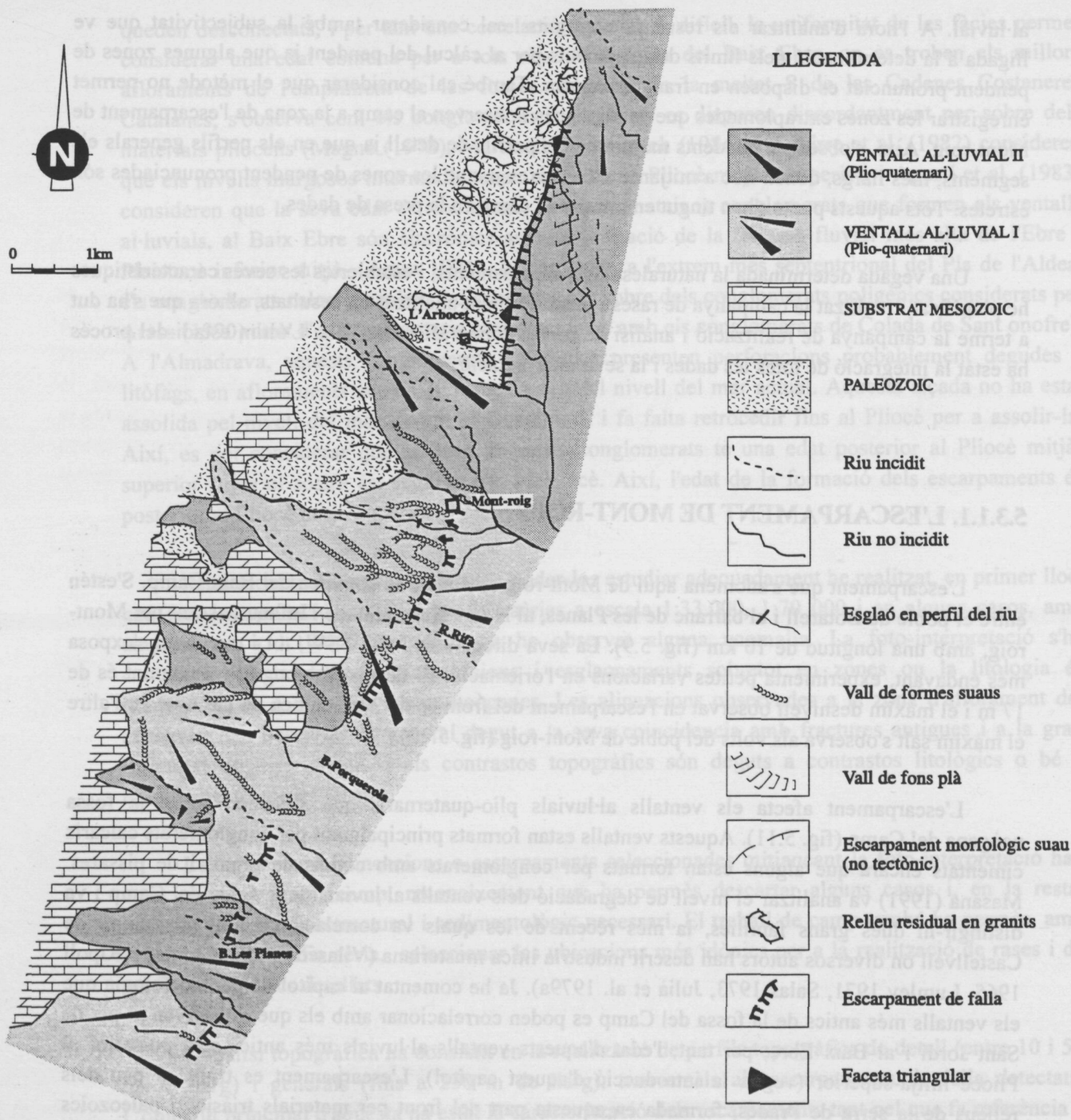


Fig. 5.9. Esquema geomorfològic de la zona de les rodalies del l'escarpament de Mont-roig.

Fig. 5.9. Geomorphologic schematic of the area of the neighbourhood of the escarpment of Mont-roig.

discutits a continuació per a determinar l'edat del moviment més recent d'aquest escarpament. Acabo amb una interpretació de les dades exposades.

ELS SECTORS DE L'ESCARPAMENT DE MONT-ROIG

Aquest escarpament no té unes característiques homogènies en tot el seu recorregut; això ha determinat que en realitzi una descripció per zones. Hi he distingit tres grans sectors: 1) el del poble de Mont-roig, on l'escarpament es conserva millor probablement degut al major salt ocorregut en aquest sector, 2) el sector del N de Mont-roig, on l'escarpament posa en contacte sediments quaternaris amb granits hercinians, i 3) el sector del S de la riera de Rifà, on l'escarpament és molt discontinu i posa en contacte materials quaternaris (figs. 5.9 i 5.12).

SECTOR DE MONT-ROIG.

He diferenciat aquest sector degut a la millor conservació de les formes i a la seva continuïtat. Els límits són el N de Mont-roig i uns 100 m al N de la riera de Rifà, amb una longitud de 1600 m. El desnivell total en aquest sector és de 17 m, mentre que el front de l'escarpament mostra un màxim de 2 m de salt; el salt acumulat decreix bruscament al N del poble mentre que cap al S decreix suaument fins a desaparèixer abans d'arribar a la riera de Rifà. Tant el salt acumulat com el del front representen el desnivell màxim observat en tot l'escarpament de Mont-roig. L'orientació de l'escarpament no és del tot homogènia, sinó que mostra una inflexió a la meitat de la seva longitud: al S es disposa en direcció N025E i al N pren una direcció N015E. Aquesta variació d'orientació no determina cap variació de la morfologia.

El front de l'escarpament mostra una gran quantitat de diàclasis subparal·leles al front. Aquestes diàclasis són molt visibles i abundants en el bloc aixecat de la zona del poble (fig. 5.10), on tenen una orientació N020E de mitjana al poble mateix i N-S a la carretera de Colldejou (vegeu fig. 3.10). Es tracta en general de diàclasis verticals tot i que cap al front de l'escarpament cabussen entre 75° i 89° cap al WNW. En diversos casos les diàclasis es mostren obertes i/o amb creixement de làmines de calcita successives, a partir de les parets de la diàclasi. En un cas, a la carretera de Colldejou, una d'aquestes fractures mostra indicis d'haver tingut moviment normal dels blocs que limita -separació d'ordre decimètrica de nivells homòlegs-.

La xarxa de drenatge que travessa l'escarpament es mostra en aquesta zona clarament incidida en el bloc aixecat fins a aconseguir el nivell de base del bloc enfonsat. Això, però, no s'observa en els torrents de més cabal que el travessen, com la riera de Rifà, on de fet ja no arriba l'escarpament, i el torrent del S de Mont-roig, que, tot i estar més encaixat aigües amunt de l'escarpament, també ho està aigües avall. Tant la riera de Rifà com aquest torrent mencionat mostren, a una distància semblant aigües amunt del front de l'escarpament (300m), un esglaó en el seu llit que es podria interpretar com el reducte del salt ocorregut en la falla que ha ocasionat l'escarpament. A banda i banda del torrent del

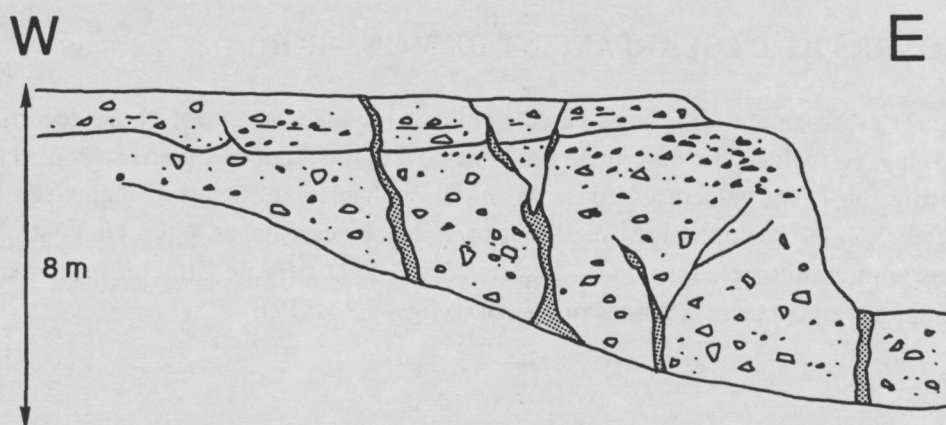


Fig. 5.10. Perfil geològic de l'aflorament transversal a l'escarpament de Mont-roig, situat al poble de Mont-roig. La litologia que aflora en aquest tall és homogènia, formada per conglomerats monogènics de còdols calcàris subanguloses, en els que l'estratificació és poc marcada. Es disposen en dos grans paquets separats per un nivell erosiu. S'hi observen diverses fractures obertes, en gris, algunes d'elles reblertes de llims i sorres que s'interpreten com dics clàstics. La orientació d'aquestes fractures és subparal·lela a l'escarpament de Mont-roig.

Fig. 5.10. Geologic profile of the transverse outcrop at the Mont-roig escarpment, situated in neighbourhood of the village of Mont-roig. The lithology that occurs in this outcrop is homogeneous, formed by monogenic conglomerates of subangled limestone pebbles; the stratification is little marked from this. It is arranged in two parcels separated by a level of erosion. One can observe many open fractures, of grey, some of them covered with mud and sands that are interpreted as clastic dykes. The orientation of these fractures is subparallel to the Mont-roig escarpment.

S del poble s'hi observen dues facetes triangulars de molt petita magnitud i de morfologia degradada (fig. 5.9).

En aquesta zona l'escarpament afecta els conglomerats plio-quadernaris de la família de ventalls al·luvials més antics. Al N de Mont-roig, on l'escarpament, de mantenir la seva orientació, afectaria un ventall al·luvial més recent, no se n'observen restes. Tot i així, l'erosió del torrent que baixa de Vilanova d'Escornalbou i, sobretot, l'elevada activitat antròpica que té lloc sobre el ventall més recent, pot haver esborrat l'expressió morfològica de l'escarpament que s'hagués pogut formar. En el bloc aixecat s'arriba a observar la base dels conglomerats plio-quadernaris en contacte amb el granit paleozoic, a uns 30 m per sota de la superfície del ventall (torrent del S de Mont-roig) i en el bloc enfonsat, alguns pous indiquen que el granit es troba a 120 m per sota de la superfície topogràfica. Aquestes dades permeten estimar un salt de l'ordre de 100 m per a la falla que ha ocasionat l'escarpament. Al capdavant dels canals incidits sobre els ventalls antics, quan aquests travessen l'escarpament, s'hi han encaixat els àpexs de ventalls al·luvials subactuals, que han anat reblint el peu de l'escarpament amb graves i sorres sense cimentar, bones per al conreu i, per tant, altament antropitzades. Aquests materials no mostren cap deformació en superfície en travessar l'escarpament.

SECTOR DEL N DE MONT-ROIG.

En aquest sector, l'escarpament posa en contacte els granits paleozoics amb les graves plio-quadernàries. L'alineació, que he interpretat com escarpament de falla, comença al S de l'Arbocet i s'acaba al marge esquerre de la riera de Riudecanyes, pel N, amb una longitud de 2600 m. La direcció és homogènia, N015E, semblant a la que s'observa en la meitat septentrional de la zona de Mont-roig i, per tant, es pot considerar en continuïtat amb ella.

En aquest sector l'alineació és marcada sobretot pel límit litològic entre els granit i les graves. Aquest límit també ho és d'un modelat del relleu contrastat. Així, a la zona amb granit, el paisatge mostra relleus residuals i incisions suaus que evidencien que aquest bloc ha estat aixecat. En canvi, a la banda on la litologia és de graves, el paisatge és molt suau i hi dominen els camps de conreu. En el contacte entre els dos materials s'hi observen dues morfologies triangulars que he interpretat com facetes triangulars de dimensions molt petites. En cap cas he observat que els materials que formen el bloc enfonsat es disposin per sobre dels granits; la alineació n'és el límit.

El fet que es conservin restes del front (facetes triangulars) quan aquest és format per granit, que en aquesta zona es mostra fàcilment erosionable, degut al seu elevat grau de meteorització, implica que aquest escarpament no és molt antic.

SECTOR DEL S DE MONT-ROIG.

Aquest sector es caracteritza per diverses alineacions d'orientació variable i poc contínues, tot i que en conjunt constitueixen una o dues línies. Aquest conjunt de petits escarpaments comença al sud

de la riera de Rifà i s'allarga fins al camp de golf de la zona de les Planes, al S. Respecte a aquest límit S cal remarcar que a la foto aèria de l'any 1956 s'observa clarament un petit escarpament a la zona on actualment hi ha un camp de golf, la construcció del qual l'ha esborrat. La longitud d'aquest sector és de 6500 m i l'orientació general és de N025E. Els diferents escarpaments que el componen tenen orientacions que varien entre N005E i N040E.

A la zona de l'escarpament s'observen diàclasis subparal·leles al front i subverticals. El drenatge és més incidit en el bloc aixecat que en l'enfonsat, cosa que corrobora el moviment relatiu entre els blocs, tot i que aquest caràcter no és tant marcat en aquest sector com en el de Mont-roig. A nivell morfològic, l'escarpament no es mostra en gaires afloraments com un esglaó brusc sinó més aviat com una flexió, tot i que, en detall, s'hi observin esglaonaments de 0.5 m màxim.

La litologia d'aquest sector és molt homogènia. Està formada per conglomerats calcaris cimentats amb una crosta carbonàtica en superfície, producte del desenvolupament de calitxes i del rentat del CaCO_3 amb la posterior precipitació. Aquests conglomerats constitueixen dues generacions de ventalls al·luvials (vegeu introducció). L'escarpament afecta clarament la generació més antiga; la més recent s'observa afectada a la fotografia aèria de l'any 1956, però actualment la morfologia d'escarpament ha desaparegut degut a l'acció antròpica i per tant no s'ha pogut treballar al camp.

LA REALITZACIÓ DE RASES A L'ESCARPAMENT DE MONT-ROIG

Les dades exposades fins aquí permeten interpretar que l'escarpament de Mont-roig ha actuat posteriorment a la deposició dels ventalls més antics i, possiblement, posteriorment a la deposició dels ventalls correlacionables amb els que contenen indústria lítica musteriana. Per a acotar millor el moment de l'últim moviment de l'escarpament i descriure'n les característiques, en cas de trobar-ne informació, he realitzat una rasa en aquest escarpament. A continuació exposo en primer lloc quins han estat els passos previs a la realització de la rasa, és a dir la planificació de la campanya. En segon lloc exposo els resultats i la interpretació de les dades obtingudes en la rasa.

METODOLOGIA

Et treball amb rases per a estudis de paleosismicitat s'ha realitzat clàssicament en zones amb molt baixa densitat de població. La zona d'estudi, en canvi, és una zona altament poblada, amb presència de camins, carreteres, poblacions i cultius. Aquesta presència humana dificulta enormement les tasques prèvies a la realització de rases ja que afegeix més condicionants en la ubicació d'aquestes. Així, la metodologia que s'exposa a continuació és característica per a la zona d'estudi.

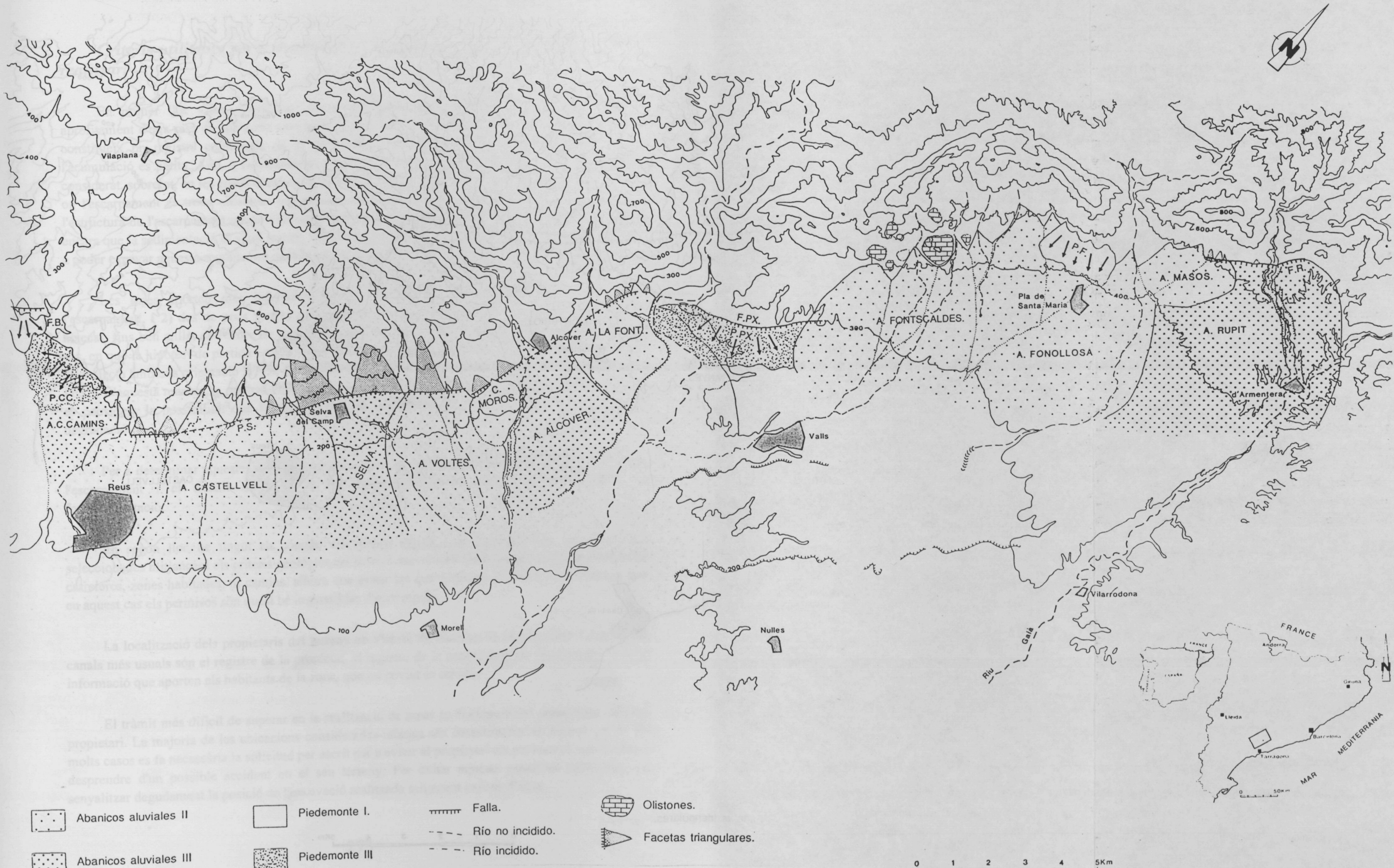
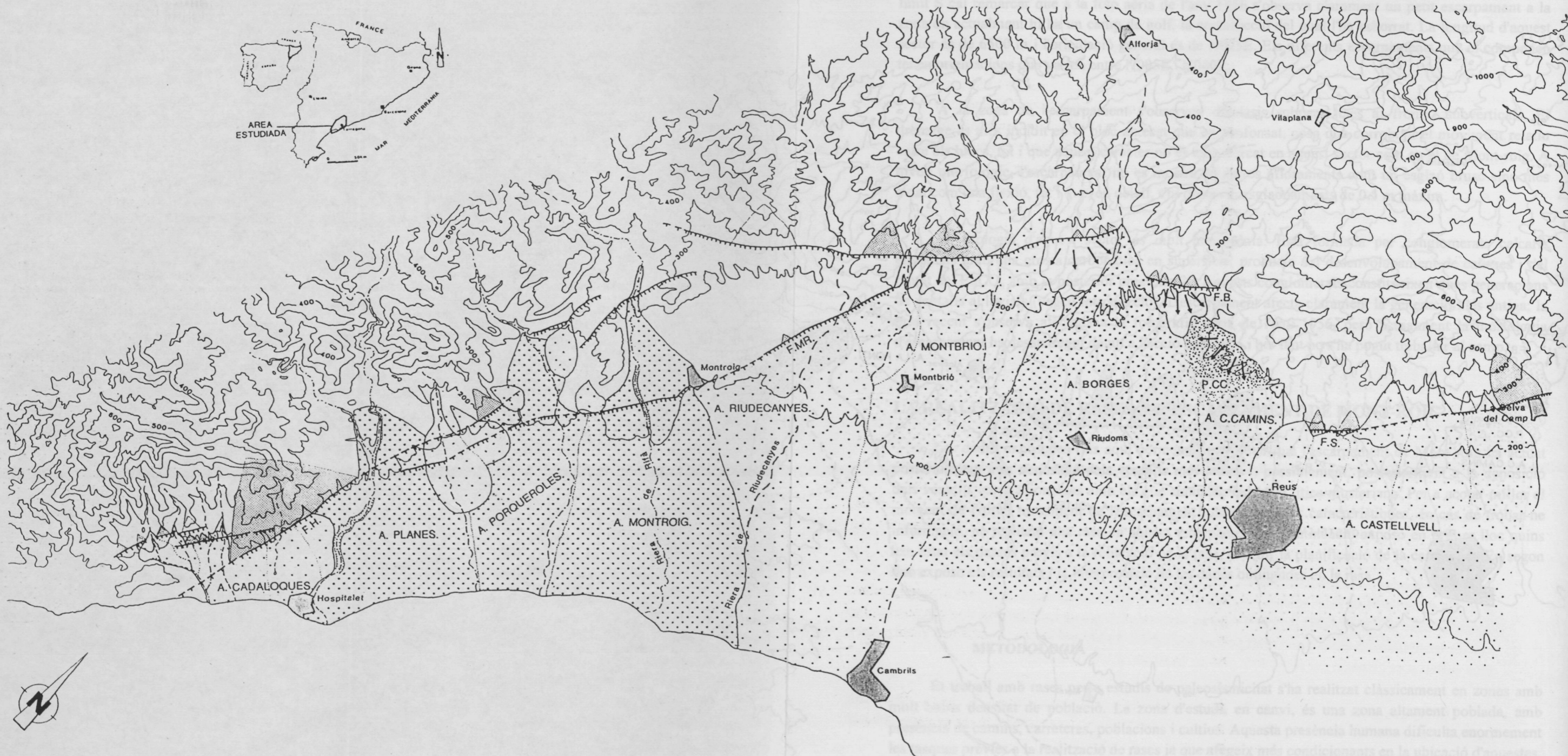










Fig. 5.11. Cartografia de les diferents generacions de ventalls al·luvials de la fossa del Camp (Masana 1991).

Fig. 5.11. Cartography of the different generations of alluvial fans of the el Camp basin (Masana 1991).



- | | | | | | | | |
|---|------------------------|---|----------------|--|------------------|---|-----------------------|
|  | Abanicos aluviales II |  | Piedemonte I. |  | Falla. |  | Facetas triangulares. |
|  | Abanicos aluviales III |  | Piedemonte III |  | Río no incidido. |  | Río incidido. |

