

APORTACIÓ AL CONEIXEMENT DE L'EVOLUCIÓ GEOLÒGICA RECENT DE LA PLANA DEL TER (BAIX EMPORDÀ)

JORDI MONTANER(*), JOAN SOLÀ(*), JOSEP MAS-PLA(#) i LLUÍS PALLÍ(§).

(*).- GeoServei SCP, Recursos Naturals i Medi Ambient, Ctra. Barcelona 12, 5è. 17001 Girona.

(*).- Unitat d' Hidrogeologia, Dept. de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra.

(§).- Unitat de Geologia, Dept. de Ciències Ambientals, Universitat de Girona, 17071 Girona.

RESUM

El rebliment de la plana del Ter és el resultat d'una sedimentació de tipus al·luvial controlada per les oscil·lacions del nivell del mar durant els darrers estadis del quaternari. Aquest treball descriu la dinàmica sedimentària en funció de l'eustatisme i intenta establir una cronologia relativa basada en les corbes eustàtiques existents.

ABSTRACT

The infilling of the river Ter Plain was produced by alluvial systems under the control of sea-level changes during the Quaternary. This paper describes the sedimentary evolution of the plain, and attempts to present a chronology of the recent geological events based on eustatic curves.

INTRODUCCIÓ

El relleu actual de la plana del Baix Empordà, o del Ter, és el resultat d'una evolució geològica marcada per la influència de les variacions del nivell del mar (eustatisme) durant el quaternari. Si bé la seva geologia ha estat motiu de diversos treballs anteriors (MARTÍNEZ GIL, 1972; PALLÍ, 1972; MAS et al., 1989; PALLÍ i MAS, 1989; SOLÀ et al., 1994; MONTANER et al., 1994, 1995), l'evolució geològica de la Plana, i concretament el seu rebliment, no ha estat prou analitzada des de la pers-

pectiva cronològica. Tanmateix, els estudis sobre l'evolució de les planes litorals de l'Alt Empordà (BACH, 1986-87, 1991) i del Llenguadoc-Rosselló (ALOISI et al., 1975) constitueixen una referència regional indispensable per a les interpretacions que es desprenen d'aquest treball.

L'objectiu d'aquest estudi consisteix en la descripció sintètica dels dipòsits al·luvials que omplen la plana del Ter i en l'anàlisi de la distribució dels ambients sedimentaris basada en els conceptes de l'estratigrafia seqüencial. A partir de la relació entre el registre sedimentari i les variacions del nivell del mar es compara aquesta informació amb les corbes eustàtiques existents, per intentar definir el marc cronològic del rebliement de la Plana.

Més enllà de l'interès geològic del treball, el coneixement dels materials de la conca baix-empordanesa és atractiu, des de la perspectiva hidrogeològica, per determinar la continuïtat espacial dels cossos litològics, el seu comportament com a aquífers i la seva potencial vulnerabilitat. Tanmateix, la interpretació de la seva evolució geològica pot ser interessant per a entendre l'entorn geogràfic dels primers pobladors del Baix Empordà.

SITUACIÓ GEOGRÀFICA

La plana del Ter se situa al nord de la comarca del Baix Empordà. El massís del Montgrí i el terraprim d'Empordà l'emmarquen pel nord, el massís de Begur i els relleus de les pre-Gavarres (serres de Boada, Fontanilles, Gualta i Ullastret) la delimiten pel sud, i els relleus terciaris de Colomers-Parlavà la tanquen per l'oest. La plana s'estén cap als corredors d'Albons al nord i de Palafrugell al sud, i cap a la vall del Daró al sud-oest.

La seva superfície és d'uns 150 km², i l'elevació màxima arriba a uns 20 m a les proximitats de Colomers. El drenatge de la Plana s'efectua per mitjà dels rius Ter i Daró i de les rieres de Peratallada i Pals, a més de nombrosos canals i recs.

CONTEXT GEOLÒGIC

En el marc geològic regional, les planes de l'Alt i el Baix Empordà constitueixen una depressió conjunta limitada dels relleus circumdants per fractures (figura 1). Com a separació natural entre ambdues depressions hi ha el massís del Montgrí, que correspon a un bloc de materials calcaris mesozoics, al·lòctons, que es va desplaçar de nord a sud durant l'alçament del Pirineu.

La depressió empordanesa s'originà durant els moviments tectònics distensius del final de l'orogènesi alpina ocorreguts en el miocè superior-

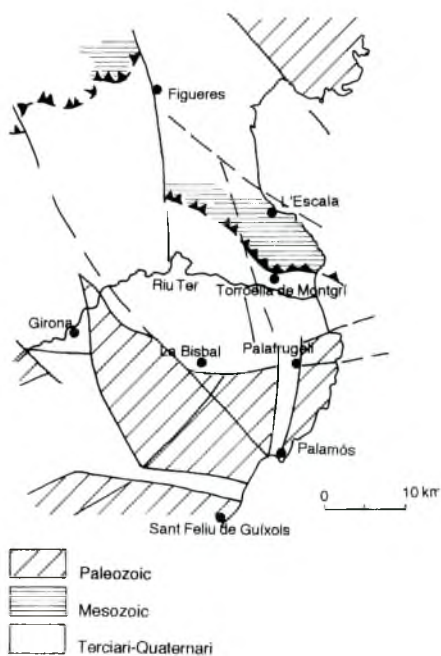


Figura 1. Contexte estructural de l'Empordà (Modificat de Mas *et al.* 1989).



Imatge satèl·lit de la plana del Ter.

pliocè. Com a conseqüència d'aquests moviments es va formar una conca, oberta a l'est, dins la qual sedimentaren els materials neògens que afloren a les vores de la depressió, i que constitueix la part occidental de les pre-Gavarres i el terraprim d'Empordà fins al Pla de l'Estany. El gruix d'aquests materials és superior a 900 m a les proximitats de Vilacolum, i s'aprima cap al sud, de manera que a la zona del Baix Empordà podria quedar reduït a uns 150-200 m (MARTÍNEZ GIL, 1972). Els materials neògens continuen mar endins i formen la base de les plataformes marines existents davant de les costes empordaneses (GOT, 1973).

La tendència evolutiva general durant el quaternari es caracteritzà pel rebliment dels solcs sedimentaris de l'Alt i Baix Empordà a partir de les aportacions detrítiques dels sistemes al·luvials dels rius Muga, Fluvià, Ter i Daró. Els solcs heretats del neogen només van patir durant el quaternari una relativa subsidència i reajustaments tectònics poc significants (GOT, 1973). En conseqüència, no cal considerar una relació directa entre els esdeveniments sintectònics regionals i la geometria dels dipòsits quaternaris de la plana.

CARACTERITZACIÓ GEOLÒGICA DE LA PLANA DEL TER

L'estudi dels dipòsits sedimentaris de la plana del Ter i de la seva evolució es basa en la geometria de la depressió amb anterioritat al seu rebliment, i en les diferents litologies i la distribució espacial, tant en vertical com en horitzontal, dels ambients sedimentaris que representen. La morfologia d'aquesta depressió i els seus materials han estat descrits anteriorment per diferents autors (MOPU, 1970; MARTÍNEZ GIL, 1972; MAS et al., 1989; SOLÀ et al., 1994; MONTANER et al., 1994, 1995; i SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA, 1994).

LA PALEOMORFOLOGIA DE LA PLANA.

D'acord amb la cartografia més recent (SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA, 1994), la paleomorfologia de la plana del Ter, és a dir, la geometria de la conca, correspon a una antiga vall del Ter que va emmotllar la llera primitiva damunt els materials paleògens i neògens del substrat. A Colomers, aquesta vall té una fondària respecte a la cota actual del terreny de 20 m. A partir de Canet de Verges, la seva profunditat augmenta, tant en la direcció actual del riu Ter com en direcció al corredor d'Albons, fins a assolir uns 50 m de fondària.

La direcció predominant de les aportacions de sediment en aquest paleorelleu ha estat, en tot moment, semblant a l'actual, és a dir, d'oest a est. No obstant això, en arribar a l'alçada de Canet de Verges i segons el règim que presentava el riu, les aportacions podien desviar-se cap a l'estret



Aspecte de l'al·luvial i del litoral de la plana del Ter.



Plana i curs actual del Ter.

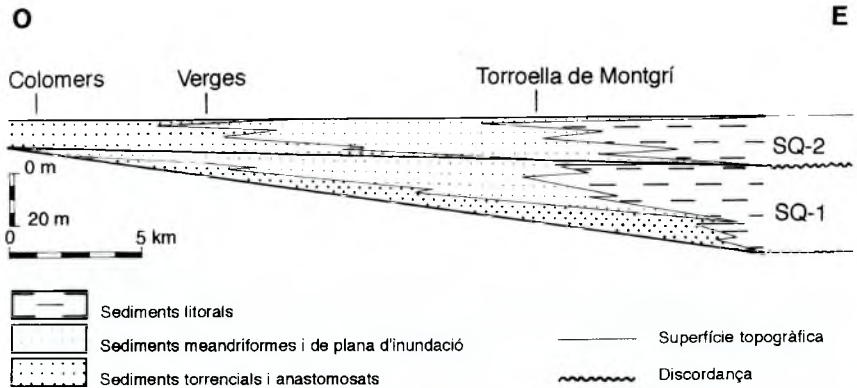


Figura 2. Esquema de les seqüències de rebliment de la Plana de Ter. (Modificat de Montaner *et al.* 1995).

d'Albons-Bellcaire i d'ací cap a Empúries. Aquesta darrera configuració de l'antic curs del riu Ter podia ser significant només en aquells episodis en què la llera principal deixava de ser activa com a conseqüència del seu propi rebliment (MONTANER *et al.*, 1994).

A l'est de l'estret pas que formen els relleus pre-quaternaris de Gualta i Torroella de Montgrí, el solc presenta una curvatura cap al sud, i és en aquest indret on la plana del Ter assoleix la màxima profunditat (~50 m). A partir d'aquesta zona, la mancança de dades representatives impedeix determinar amb certesa la continuació i la fondària d'aquesta antiga vall.

La relació d'aquest paleorelleu amb la depressió tectònica que constitueix el corredor de Palafrugell queda determinada per la disposició dels diferents blocs estructurals del substrat eocènic a la part sud de la Plana. Aquest se situa prop de la superfície i, per tant, el corredor presenta un gruix escàs de sediments quaternaris, que és màxim a la zona de Pals.

En la paleovall del riu Daró hi ha una zona més elevada al centre que permet individualitzar dos solcs paral·lels de fondària similar (SERVEI GEOLÒGIC DE CATALUNYA, 1994). Aquests solcs conflueixen, just al nord de Sant Iscle, amb l'antic curs del riu Ter.

EL REBLIMENT SEDIMENTARI DE LA PLANA

D'acord amb els testimonis de múltiples sondeigs i pous existents a la Plana i a la correlació dels diferents nivells litològics identificats, es pot descriure l'evolució sedimentària de la Plana del Ter (SGC, 1994).

En el conjunt de la Plana, i atenent la distribució horitzontal i vertical dels dipòsits sedimentaris, els materials formen dues seqüències sedimentàries, que anomenem inferior i superior, les quals estan limitades per una

discordança (MONTANER et al., 1995). Cada seqüència sedimentària està influïda per les diferents oscil·lacions del nivell del mar, les quals queden reflectides en l'evolució espacial i temporal dels distints ambients sedimentaris. Aquests s'ordenen, per a cadascuna de les seqüències, de la manera següent (figura 2): a la base, sediments amb mida de grà grollera, grava i sorres dipositades en un ambient fluvial anastomosant; cap al sostre, aquests sediments evolucionen gradualment a materials sorrencs i llimosos dipositats per corrents fluvials meandriformes. A les parts més

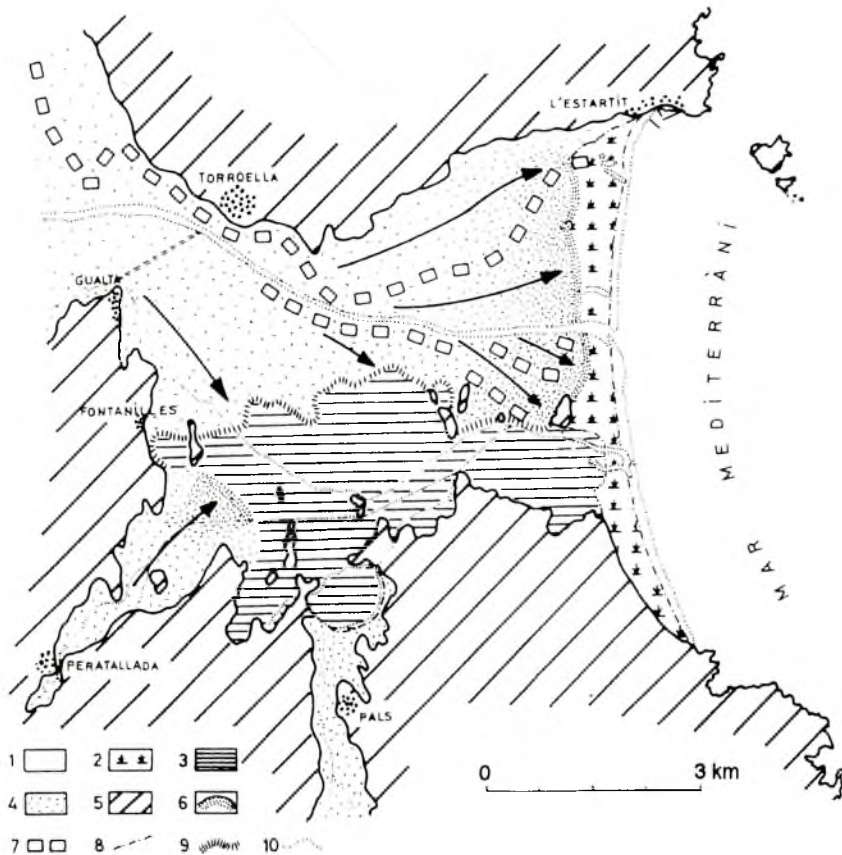


Figura 3. Esquema interpretatiu de l'evolució recent de la Plana del Baix Empordà. Llegendari: (1) Espai de dunes litorals i platja actual, (2) Espai de maresmes, estanys i antics cordons litorals, (3) Espai de zones palustres i estanys, (4) Espai del medi al·luvial, (5) Substrat pre-quaternari i dipòsits marginals, (6) Front de sediments al·luvials, (7) Antic curs fluvial, (8) Límits entre espais, (9) Límit gradual entre espais, i (10) Xarxa fluvial i límit de costa. (Extret de Mas et al., 1989).

properes a la línia de costa, els ambients fluvials meandriformes s'interdigiten amb dipòsits litorals i de transició.

La geomorfologia actual de la Plana reflecteix la distribució horitzontal de diferents ambients sedimentaris que expliquen la seva evolució més recent (MAS et al., 1989) (figura 3).

La plana al.luvial pròpiament dita ocupa pràcticament tota l'extensió de la Plana, continua cap a Empúries pel corredor d'Albons i també s'estén per la vall del riu Daró. L'estany d'Ullastret també encaixa en la dinàmica al.luvial de la plana del Ter, malgrat que la gènesi de la cubeta on està instal·lat caldria cercar-la en etapes geològiques anteriors.

Entre Gualta i el mar, la plana d'inundació al.luvial presenta, en planta, una morfologia lobulada amb paleolleres ben representades, la qual enllaça amb el cordó litoral format per dunes i estanys. També cal ressaltar el lòbul creat per les aportacions detrítiques procedents de la riera de Peratallada, el qual es diposita per damunt de les zones palustres o de maresma interior. La presència de llacunes orientades perpendicularment a la costa (Ter Vell, la Platera, Basses d'En Coll) reflecteix l'existència d'antics braços del Ter que arribaven fins a mar.

A la part frontal de la plana al.luvial del Ter, s'hi estableix un cordó litoral format per dunes i platges. En el sector de la Fonollera-Basses d'En Coll és possible observar diferents alineacions de dunes i d'estanys, restes de cordons litorals més antics.

La distribució d'aquestes morfologies demostra la progradació detectada al sostre de la seqüència sedimentària superior, tal com s'ha vist a la figura 2.

CORRELACIONS

El control que les oscil·lacions eustàtiques exercixen sobre la sedimentació ha estat reconegut en múltiples treballs estratigràfics, i són la base per a interpretar l'evolució geològica de les conques sedimentàries marines (VAIL et al., 1977; MITCHUM et al., 1977; i VAN WAGONER et al., 1990). En particular, les variacions del nivell del mar al llarg del quaternari han determinat canvis significatius en la dinàmica geològica, i el seu reflex ha estat especialment important a les zones litorals. D'aquesta manera, en èpoques de nivell baix, dominà una dinàmica crosiva i, en estadis del nivell de mar alt, hi hagué un domini de la sedimentació.

Les causes que poden determinar les oscil·lacions eustàtiques són diverses: variacions en el camp gravitacional terrestre, canvis en la capacitat de les conques oceàniques causats per la dinàmica global de l'escorça terrestre i, finalment, les variacions climàtiques. Concretament, els can-

vis climàtics característics del quaternari, que provocaren l'avanç i el retrocés dels glaciars a escala global, han estat responsables de les oscil·lacions eustàtiques més recents, les quals han estat repetitives i de durades, geològicament parlant, breus.

Aquestes oscil·lacions han estat mesurades a partir de criteris estratigràfics, geomorfològics i geoquímics, i s'han publicat per a diferents localitats de la Mediterrània (PIRAZZOLI, 1991). Per al cas concret del golf de Lleó, disposem de diverses corbes eustàtiques (LABEYRE et al., 1976; ALOISI et al., 1978; DUBAR, 1987; i L'HOMER, 1981), i per al cas del litoral català disposem de les dades aportades per PALLÍ (1976) i RIBA (1981). A més, cal destacar els treballs de GOT (1973) i SERRA (1975), que descriuen l'evolució tectònica i sedimentària recent del litoral i de la plataforma marina catalana, des de les costes del Rosselló fins al Maresme.

A partir de les dades d'aquests autors es pot establir la variació del nivell del mar aproximat per a la costa empordanesa des de 35.000 anys BP (*before present*, abans del present). En aquell moment, el nivell del mar se situava a -100 m respecte al nivell actual. Entre 35.000 i 20.000 anys BP (interstadi Wurm III-IV), es reconeix un ascens del nivell fins a la cota de -50 m, que s'assolí als voltants de 28.000 anys BP, i un descens posterior fins a -100 m a 20.000 anys BP (LABEYRE et al., 1976). Aquest darrer descens del nivell coincidiria amb l'òptim glaciari Wurm IV (18.000 anys BP). A partir d'aquest moment, s'inicia un ascens continuat del nivell del mar que el situa a una cota semblant o, fins i tot, lleugerament superior a l'actual (+2 m) cap a 5.000 anys BP. El nivell actual s'assolí probablement mitjançant un seguit de petites oscil·lacions posteriors.

MONTANER et al., (1995) han interpretat les dues seqüències sedimentàries de reblliment de la plana del Ter com el resultat de dos cicles d'oscil·lació del nivell del mar. Aquestes seqüències podrien ser correlacionables amb les corbes eustàtiques existents i, per tant, permetrien establir una cronologia relativa d'aquest reblliment. D'aquesta manera, la base de la seqüència inferior es podria assimilar amb el mínim eustàtic reconegut a uns 35.000 anys BP, i la base de la seqüència superior (marcada per la discordança), amb el mínim eustàtic proposat pels autors esmentats a uns 20.000 anys BP.

No obstant això, aquesta aproximació cronològica inclou exclusivament la informació procedent dels sediments de la plana del Ter. Un perfil més correcte de l'evolució de la Plana s'obtindria si aquesta informació es considerés conjuntament amb dades corresponents al reblliment de zones adjacents: a la depressió de l'Alt Empordà, i al llarg del curs del riu Ter, des de Girona fins a mar, a través dels diversos sediments al·luvials

dipositats per aquest durant el quaternari. Actualment, els treballs del primer dels autors i del Servei Geològic de Catalunya (inèdit) es dirigeixen en aquest sentit, apunten la hipòtesi que la base de la seqüència inferior és més recent que el límit marcat per la corba eustàtica de LABEYRE et al. (1976) i mostren una evolució del registre sedimentari més complexa que la presentada per les corbes eustàtiques existents. Si fos així, aquestes corbes serien massa generals per a estudiar amb detall la història geològica de les planes empordaneses.

BIBLIOGRAFIA

- Aloisi, J.C., A. Monaco, J. Thommeret i Y. Thommeret (1975). Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. *Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dynam.*, vol. XVII, fasc. 1, pàg.13-22.
- Aloisi, J.C., A. Monaco, N. Planchais, J. Thommeret i Y. Thommeret (1978). The Holocene Transgression in the Golfe du Lion. *Geogr. Phys. Quat.*, 32(2), pàg. 145-162.
- Bach, J. (1986-87). Sedimentación holocena en el litoral emergido de l'Alt Empordà. *Acta Geológica Hispànica*, t. 21-22, pàg. 195-203.
- Bach, J. (1991). L'ambient hidrogeològic de la plana litoral de l'Alt Empordà. *Tesi Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona*. 464 pàg.
- Dubar, M. (1987). Données nouvelles sur la transgression holocene dans la région de Nice. *Bull. Soc. Géol. France*, 8(3), pàg. 195-198.
- Got, H. (1973). *Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du precontinent pyreneo-catalan*. Thèse d'Etat. Université des Sci. et Tech. du Languedoc, 294 pàg.
- Labeyle, J. C. Lallou, A. Monaco i J. Thommeret (1976). Chronologie des niveaux eustatiques sur la cote du Rousillon de -33.000 ans BP à nos jours. *C.R. Acad. Sci.*, D 282, pàg. 349-352.
- L'Homer, A., F. Bazile, J. Thommeret i Y. Thommeret (1981). Principales étapes de sédimentation du delta du Rhone de 7.000 ans BP à nos jours. *Oceanis*, 7(4), pàg. 389-408.
- Martínez Gil, F.J. (1972). Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán. *Mem. del I.G.M.E.*, tom. 84, 2 vol. Madrid.
- Mas, J., L. Pallí i J. Bach (1989). Geologia de la Plana del Baix Empordà. *Pub. de l'Inst. d'Estudis del Baix Empordà*, vol. 8, pàg. 5-43.
- Mitchum, R.M., P.R. Vail i S. Thomson III (1977). Seismic and stratigraphy and global changes of sea level, part 3: The depositional sequence as basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy. Applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, pàg. 53-62.
- MOPU. (1970). *Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental: Zona aluvial del Bajo Ter*. Madrid, 31 pàg, 9 mapes.
- Montaner, J., Teixidor, N. (1994). *Estudi i avaluació de la qualitat agronòmica de l'aigua de reg al terme municipal de Torroella de Montgrí (Baix Empordà)*. Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca. La Tallada d'Empordà, 82 pàg, 9 mapes.
- Montaner, J., J. Solà i N. Teixidor (1995). La captación de las aguas subterráneas en el Baix Ter: Efectos sobre el medio acuifero y la calidad agronómica de las aguas de riego. *Tecnología del Agua*, vol. 135, pàg. 46-50.
- Pallí, L. (1972). *Estratigrafia del Paleògeno del Empordà y zonas limítrofes*. Pub. de Geologia de la Univ. Autònoma de Barcelona, núm. 1, 338 pàg.
- Pallí, L. (1976). Morfología del sector sur de la Costa Brava. Ancora, núm. 1440, pàg.6.
- Pallí, L. i J. Mas (1989). *Mapa litomorfològic de la Plana del Baix Empordà E 1:30.000*.

Ed. Dept. Geologia, Col·legi Univ. de Girona.

Pirazzoli, P.A. (1991). *World Atlas of Holocene Sea-level Changes*. Elsevier Oceanography Series, vol. 58, 300 pàg.

Riba, O. (1981). Canvis de nivell i de salinitat a la Mediterrània occidental durant el Neogen i el Quaternari. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.* vol. 9, pàg. 45-62.

Serra, J. (1975). *Le précontinent catalan entre le Cap de Begur et Arenys de Mar*: Tesi doctoral. Universitè Paul Sabatier. Toulouse III, 195 pàg.

Servei Geològic de Catalunya (1994). *Mapa geològic de Catalunya, E 1:25.000*, Torroella de Montgrí, 296-2-2. Editat per l'Institut Cartogràfic de Catalunya.

Solà, J., J. Montaner, X. Beràstegui i M. Losantos (1994). Methodology for geological cartography at alluvial plains. The Example of the Baix Ter Plain. Present Uses and Future Assesment. *First European Meeting on Regional Geological Cartography and Information Systems*, vol. 5, Workshop 1, Bolonya, Itàlia

Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson III, S. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of sea level. Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In C.E. Payton Ed., *Seismic stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration*. AAPG Memoir 26, pàg. 63-97

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D. (1990). Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *AAPG Methods in Exploration Series*, núm. 7, 55 pàg.