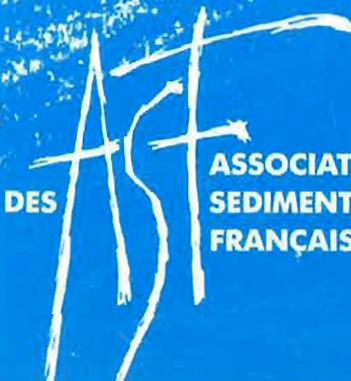


Ph. CRUMEYROLLE, J. L. LESUEUR,
D. CLAUDE et Ph. JOSEPH

ARCHITECTURE
ET FACIES
D'UN PRISME DELTAIQUE
DE BAS NIVEAU MARIN:
LES GRES DE RODA

BASSIN EOCENE SUD PYRENEEN

EXCURSION DES 25-26-27 SEPTEMBRE 1992

DES  ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

**FACIES ET ARCHITECTURE D'UN PRISME DELTAÏQUE DE
BAS NIVEAU: LES GRES DE RODA (BASSIN EOCENE SUD
PYRENEEN)**

**FACIES AND ARCHITECTURE OF A LOW STAND DELTAIC
WEDGE: THE RODA SANDSTONE (EOCENE SOUTH
PYRENEAN BASIN)**

CRUMEYROLLE Philippe *
LESUEUR Jean-Louis **
CLAUDE Dominique **
JOSEPH Philippe ***

- * TOTAL, Centre Scientifique et Technique, 78470 St-Rémy-lès-Chevreuse, France
- ** ELF-Aquitaine, avenue Larribau, 64000 PAU, France
- *** I.F.P., 1 - 4, avenue de bois-préau, 92500 Rueil-Malmaison, France

Mots clefs : deltaïque, séquence de dépôt, sédimentologie, marée, dépôts fluviaux, Eocène, Réservoir, Pyrénées, Espagne.

Key words : deltaic, depositional sequence, sedimentology, tide, fluvial deposits, Eocene, Reservoir, Pyrénées, Spain

SOMMAIRE

RESUME - CONCLUSION	p. 7
INTRODUCTION - OBJECTIFS	p. 9
I. CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL	p. 11
I.1. GENERALITES	p. 11
I.2. LES SEDIMENTS DE LA SEQUENCE DE FIGOLS	p. 13
II. HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LES GRES DE RODA	p. 19
III. METHODOLOGIE	p. 29
IV. ARCHITECTURE GENERALE ET FACIES	p. 25
IV.1. ARCHITECTURE GENERALE DES GRES	p. 25
IV.2. FACIES ET SEQUENCE DES FACIES	p. 27
IV.2.1. Les faciès proximaux	p. 29
IV.2.3. Les faciès distaux	p. 31
V. LES DISCONTINUITES	p. 37
V.1. SURFACE D'EROSION.	p. 38
V.2. SURFACE D'INONDATION	p. 39
V.3. SURFACE DE PROGRADATION OU DE DOWNLAP	p. 39
VI. CONCLUSIONS : Modèle sédimentologique	p. 41
VI.1. ANALYSE DES FACIES	p. 41
VI.2. CYCLES ET PROCESSUS ALLOCYCLIQUES	p. 44
VI.2.1 RAPPELS DE QUELQUES NOTIONS FONDAMENTALES	p. 44
VI.4. CORTEGES SEDIMENTAIRES OU STADES D'EVOLUTION	p. 46
VI.5. HIERARCHIE DES SEQUENCES	p. 52
VI.6. DISTRIBUTION DES FACIES TIDiaux	p. 53
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p. 57

LISTE DES FIGURES ET ANNEXES

Fig. 1	Localisation de la zone étudiée.	p. 10
Fig. 2	Carte et coupe schématique du bassin éocène sud-pyrénéen (d'après Mutti).	p. 10
Fig. 3	Coupes structurales du versant sud-pyrénéen (d'après Mutti <i>et al.</i>).	p. 12
Fig. 4	Carte géologique de la zone de Roda.	p. 14
Fig. 5	Coupe stratigraphique de la vallée de l'Isabena.	p. 16
Fig. 6	Sections NE-SW des grès de Roda (d'après Nio <i>et al.</i>).	p. 18
Fig. 7	Faciès et séquences dans un corps gréseux du système de Roda (d'après Nio.)	p. 20
Fig. 8	Paléogéographie et cadre structural des grès de Roda d'après Eincheenseer. (1988).	p. 21
Fig. 9	Exemple de description de carottes et de logs électriques.	p. 22
Fig. 10	Géométrie du corps Y et faciès réservoirs principaux.	p. 24
Fig. 11	Classification des faciès principaux.	p. 26
Fig. 12	Schéma d'entraînement latéral des séquences de faciès dans le corps Y.	p. 26
Fig. 13	Séquences de faciès dans la partie proximale des corps gréseux.	p. 28
Fig. 14	Séquence de faciès dans la partie distale des corps gréseux (inspiré de l'étude du corps Y).	p. 30
Fig. 15	Séquences de faciès dans la partie distale du corps Y.	p. 30
Fig. 16	Géométrie du corps Y dans la partie distale.	p. 32
Fig. 17	Géométrie des mégarides et des bedsets de forme sigmoïde.	p. 32
Fig. 18	Types de discontinuités dans un corps gréseux d'architecture interne complexe.	p. 36
Fig. 19	Types de discontinuités.	p. 37
Fig. 20	Séquence de faciès, séquence de dépôt, paraséquence et Hiérarchie des séquences : quelques rappels.	p. 38
Fig. 21	Evolution des mécanismes de dépôt et des appareils deltaïques au cours de la progradation d'un corps gréseux.	p. 40
Fig. 22	Formes sédimentaires simples partiellement préservées dans l'unité Y.	p. 42
Fig. 23	Géométrie du corps Y et faciès réservoir principaux.	p. 43
Fig. 24	Processus contrôlant la sédimentation.	p. 45
Fig. 25	Période de chute du niveau de base : Stade 1.	p. 47
Fig. 26	Période de début de remontée du niveau de base : Stade 2.	p. 48
Fig. 27	Période de remontée rapide du niveau de base : Stade 3.	p. 49
Fig. 28	Période de début de chute du niveau de base : Stade 4.	p. 50
Fig. 29	Modèle de séquence de dépôt élémentaire.	p. 51

ABSTRACT

The Roda Sandstone has been studied in order to better understand the geometry, the internal architecture and the stratigraphy of a lowstand deltaic complex. The new geological model here proposed integrates facies analysis and sequence stratigraphy. The entire Roda Sandstone is interpreted as a lowstand deltaic complex which comprises several seaward prograding, vertically stacked and finally landward stepping sandbodies. These were formed by fourth or fifth-order cycles punctuating a third-order depositional sequence (*i.e.* the Figols 2 sequence, Mutti *et al* 1988).

The Roda Sandstone is largely exposed along the Isabena valley which is oriented N S. Extensive outcrops are also located along adjacent tributary valleys.

The Roda Sandstone is Eocene in age and belongs to the Ilerdian stage. The Roda Sandstone is bounded by the Puebla limestone at the base and capped by a thick serie of deltaic sand bars associated with nummulitic marls which has been called Upper Deltaic Complex. To the south, the top of the Roda Sandstone is capped by a relatively thick succession of transgressive shallow marine limestones (*i.e.* the Plateau Limestone which represents the transgressive system tracts of the Figols 2). Mutti and his coworkers interpreted the Roda Sandstone as a low stand deltaic complex of the Figols group (Mutti *et al.* 1988). A number of papers have dealt with the stratigraphy and the sedimentology of the Roda sandstone. Facies architecture and biostratigraphy were discussed by Nio and his coworkers (Nio *et al* 1976). In a short abstract, Puigdefabregas *et al.*(1975) have reinterpreted the Roda Sandstone as a tide-reworked fan-delta. In a recent publication, Nio reinterpreted the Roda Sandstone as an ebb-tidal delta (Nio *et al* 1991).

FACIES ASSOCIATIONS

Each sandbody is 10 to 40 m thick (informally named X,Y and Z) and comprises three main facies associations which can be related to **three main depositional environments which are not time equivalents** :

- Landward, close to Col de vent, braided distributary channels together with wave-reworked mouth-bars constitute a **braided fan-delta**. In a seaward direction, low angle or high angle avalanching foresets, up to 15m thick, form several laterally stacked bars. Large avalanching foresets, similar to those found at the mouth of "Gilbert-type" deltas, predominate in the X sandbody. These are reworked by basinal tide processes and form large delta-

front bars. However in the Y sandbody, tide reworking predominates, thus low angle compound foresets are more common and form a complex of estuarine bars. These low angle compound foresets prograde southward and contain tidal megaripples which dip towards NW. Bottomsets are silty to muddy and burrowed. In the seaward part of the Y sandbody, tidal facies become volumetrically much more important. They form a system of **subtidal bars attached to the shoreface**. These bars show well developed sigmoidal bundled bedsets associated with large foresets which dip toward NW and indicate that the tidal currents were parallel to the shoreline. The thickness and the relative percentage of deltaic facies to tidal facies is strongly related to the position of the sandbodies in the stacking hierarchy: tidal facies dominate in vertically stacked cycles in seaward position. However, deltaic facies are volumetrically more important in seaward stepping cycles such as the X sandbody. Subtidal bars attached to the shoreface occur in a more seaward position as a result of successive downward-shifts due to forced regressions (*sensu* Posamentier *et al.* 1992)

SEQUENCE STRATIGRAPHY

The Roda sandstone comprises at least three main stacked progradational deltaic wedges (X,Y,Z). These form small-scale depositional sequences which are bounded landward by erosive surfaces which are correlative with seaward conformable surfaces. Three main type of bounding surfaces have been recognized. These are: downlap, erosion and flooding surfaces. These kinds of surfaces also occur within progradational clinofolds and subdivide them into several subunits. These were formed by higher frequency relative sea-level falls and rises punctuating the overall progradation of each sandbody. Similar stratal patterns have been described by Tesson *et al.* (in press) in the Rhône delta. These surfaces subdivide each of these potential sandy reservoirs into several subunits bounded by permeability barriers. Minor flooding surfaces, expressed by cemented burrowed beds, occur within sandbodies and separate major facies associations. These are the result of sediment by-pass by rivers during regression and reworking by wave-processes during transgression.

Nummulitic beds, capping sandbodies in their landward part, represent maximum flooding periods and can be traced seaward into marine marls. Accommodation through time and space is defined by the relative sea level and the physiography of the sea floor (Posamentier *et al.* 1992). The physiography of the sea floor is in turn largely controlled by the geometry of the previous sedimentary wedge. Accommodation increases rapidly seaward from the offlap-break of the previous sand accumulation.

RESUME - CONCLUSION

Les grès de Roda, d'âge Ilerdien, font partie du bassin éocène sud pyrénéen. Ces grès affleurent sur la marge Nord du bassin. Ils forment un système deltaïque mixte dont la géométrie, l'architecture interne et les faciès ont été étudiés dans le cadre d'un projet de recherche sur la modélisation des réservoirs mené par TOTAL, ELF et l'I.F.P.

Les grès de Roda comprennent plusieurs corps gréseux qui forment un prisme de bas-niveau marin coiffé par des carbonates et des silts transgressifs. Chaque corps gréseux, épais de 10 à 40 mètres, correspond à une séquence élémentaire ("simple séquence" ou séquence de Quatrième ordre dans la terminologie de P. Vail). D'amont en aval, trois environnements de dépôts distincts ont été identifiés :

1. Dans la partie amont, les faciès montrent une prédominance des processus liés à l'arrivée des apports fluviaux dans le bassin et d'un remaniement par l'action des vagues à l'embouchure de distributaires en tresse.
2. Vers le large, dans un stade d'évolution suivant, se développent des barres présentant des foresets géants formés de sables grossiers: Ceux-ci constituent des barres deltaïques de type "Gilbert deltas" développées au débouché du système de rivières en tresse. Ces barres progradent rapidement en direction du SW dans le bassin en période de chute et/ou de stabilité relative du niveau marin. Ces barres de formes lobées ont une extension longitudinale de 200 à 500 mètres et une épaisseur de 10 à 15 mètres.
3. Dans la partie aval, les faciès montrent une prédominance des processus tidaux le long de grandes surfaces de progradation dirigées vers le SW: ce sont des "bedsets" de forme sigmoïde associés à des foresets plurimétriques qui forment des barres subtidales. Ces barres allongées ont une largeur de 300 à 500 m pour une épaisseur de 20 à 15 mètres.

Des faciès intermédiaires, résultant de la combinaison des processus fluviaux et de marée (foresets composites), s'observent dans la partie médiane du système et contribuent à la complexité de l'architecture générale de cet appareil deltaïque.

Chaque corps gréseux présente une base nette ou érosive dans la partie amont correspondant vers le bassin à une surface de concordance et de "downlap". Le sommet de chaque

corps gréseux correspond à une surface d'inondation. Des surfaces d'inondation ou d'érosion d'ordre inférieur s'observent aussi à l'intérieur des corps gréseux et séparent les groupes de faciès principaux et montrent ainsi leur diachronisme relatif. Ces surfaces indiquent aussi des variations relatives à plus petite échelle pendant la progradation.

L'épaisseur et le pourcentage relatif de faciès tidaux et fluviaux sont liés à la position des corps gréseux dans la succession stratigraphique. L'espace disponible pour accumuler les sédiments à un instant donné est fonction des variations relatives du niveau de la mer mais aussi de la morphologie du fond contrôlée par la géométrie des dépôts accumulés précédemment. Les faciès tidaux sont dominants dans les cycles empilés verticalement, alors que les faciès deltaïques (i.e. barres de type "Gilbert") prédominent dans les cycles montrant un agencement progradant.

INTRODUCTION

Cette étude sédimentologique découle d'un programme de recherche sur la modélisation des réservoirs mené par ELF-Aquitaine, I.F.P., TOTAL et cofinancé par la communauté européenne.

Les développements récents de la sédimentologie dans l'actuel et dans l'ancien ont permis de mieux comprendre la genèse des corps sédimentaires gréseux qui constituent les réservoirs à hydrocarbures.

Durant les vingt dernières années, les travaux théoriques et expérimentaux portant sur les processus hydrodynamiques, physico-chimiques et biologiques dans les milieux de dépôt actuels, ont permis d'améliorer la compréhension des faciès dans les séries anciennes. Cependant, la plupart des études sédimentologiques menées jusqu'alors sur les séries sédimentaires s'étaient limitées à une comparaison simple des faciès anciens et actuels et par la même à une transposition des mécanismes de dépôt actuels aux séries anciennes. L'application pure et simple des concepts dérivés de la classique "loi de Walther" permettait de relier verticalement et latéralement les faciès dans l'espace (la classique "loi de Walther", énonce que tout faciès verticalement juxtaposé dans une série peut être replacé horizontalement sur un même schéma paléogéographique).

Cette approche de la sédimentologie, à la lumière des progrès nouveaux de la stratigraphie, s'est avérée largement insuffisante pour rendre compte de la genèse, de l'agencement des successions sédimentaires ainsi que de la géométrie des corps sédimentaires. De nombreuses études de subsurface (sismique) ont aussi montré les limites d'une telle approche pour l'étude des systèmes sédimentaires.

Les reconstructions tridimensionnelles de corps réservoirs et les modèles qui découlent de celles-ci tentent de palier ces lacunes en montrant les relations verticales et latérales qui existent entre les faciès et la géométrie des dépôts. Ce type de reconstruction géométrique amène à reconsidérer le rôle dominant généralement attribué aux processus autocycliques dans la genèse des corps sédimentaires (i.e. migration latérale, abandon...). Ces reconstitutions nous amènent à redéfinir des modèles dans lesquels les processus allocycliques (processus extérieurs au milieu de dépôt) ont une importance primordiale sur l'agencement vertical des séries et la distribution des faciès (exemple : la subsidence, la tectonique, l'eustatisme,...).

Cette nouvelle approche de la sédimentologie découle en grande partie des développements récents de la "stratigraphie séquentielle".

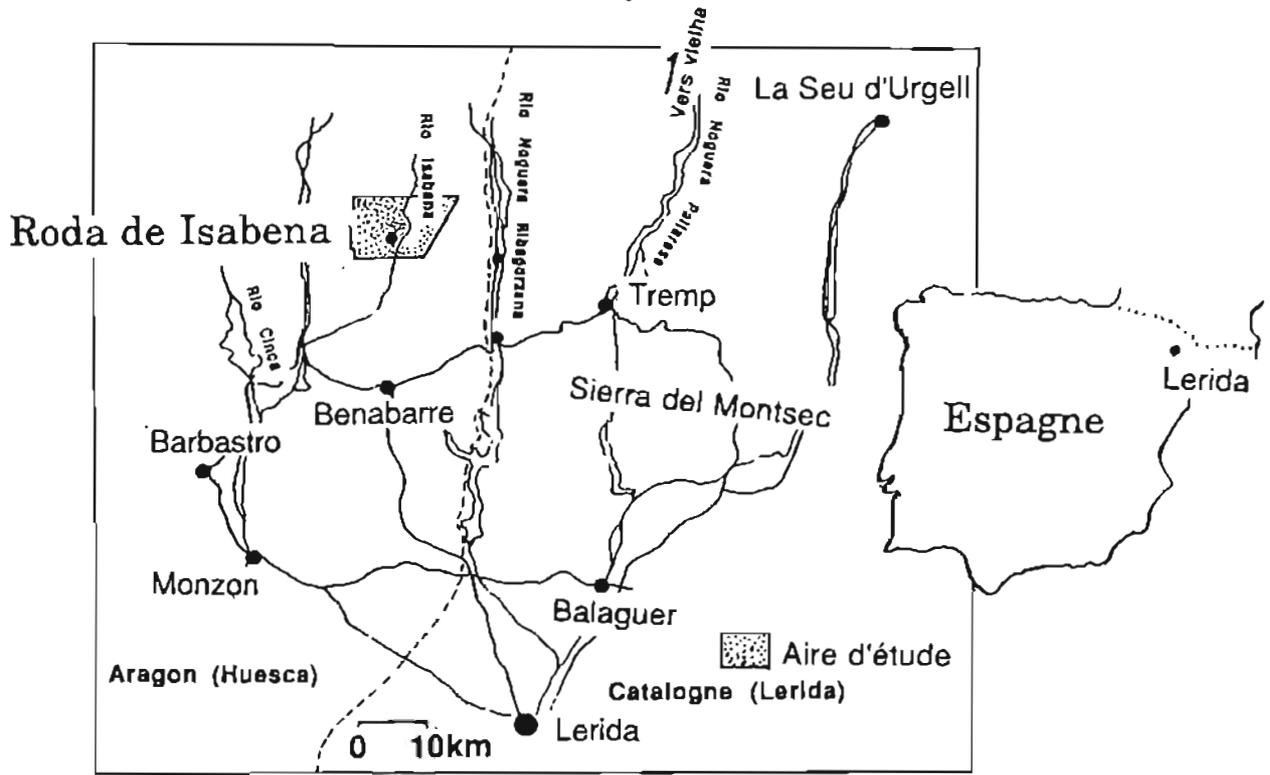


Fig.1: Localisation de la zone étudiée.

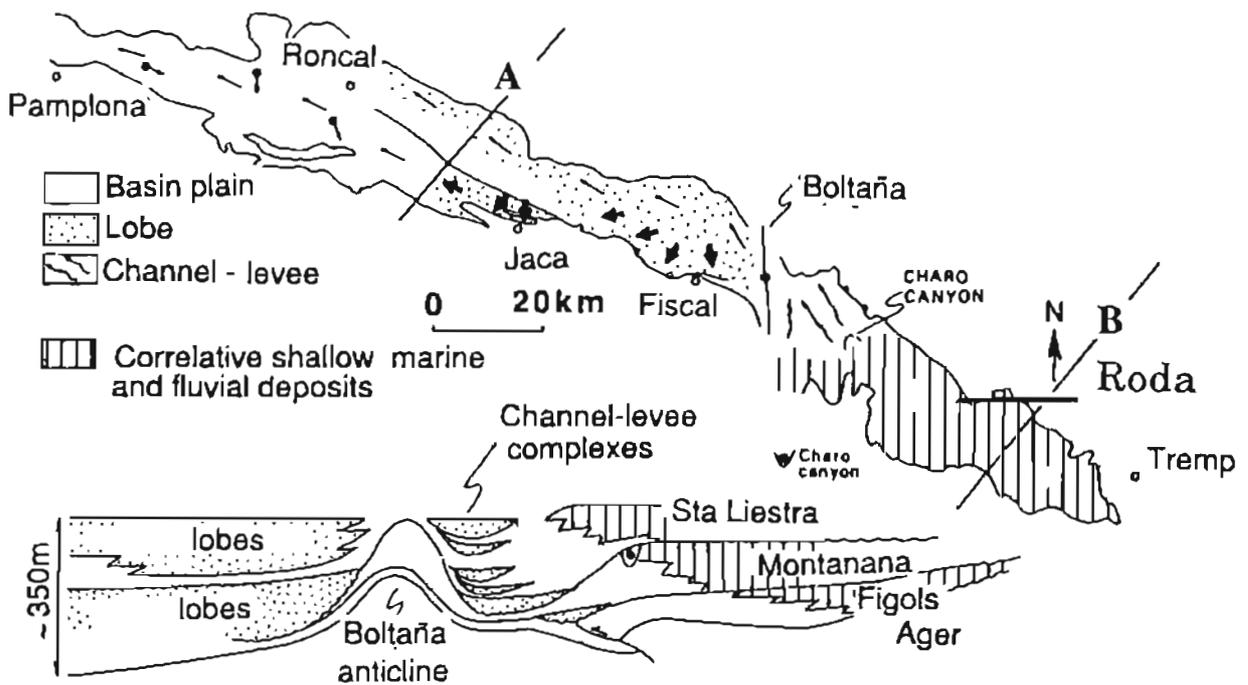


Fig.2: Carte et coupe schématique du bassin éocène sud-pyrénéen. (Simplifié d'après Mutti 1985)

La localité de Roda se situe sur le versant Sud des Pyrénées Aragonaises (Province de Huesca)   environ 150 km au Nord de L rida (fig. 1). C'est une région de reliefs moyennement élevés (800 à 1500 m) qui se caractérise par une végétation clairsemée, favorisant l'érosion des versants. Le long de la vallée du rio Isabena, de nombreux ravins et falaises offrent de larges affleurements propices aux observations à petite et à grande échelle.

I - CONTEXTE GEOLOGIQUE

I.1. GENERALITES SUR LE BASSIN D'AVANT PAYS SUD PYRENEEN

Les gr s de Roda appartiennent au bassin d'avant-pays  oc ne sud pyrénéen (fig. 2).

De nombreux travaux ont été publiés au cours des vingt dernières années : ils traitent de la stratigraphie, de la sédimentologie mais aussi de la géométrie des structures en relation avec la sédimentation : Seguret (1970), Nijman et Nio (1975), Puigdefabregas *et al.* (1975), Mutti *et al.* (1972), Mutti *et al.* (1988).

Le bassin Eocène sud pyrénéen est une gouttière orientée E-W, développée dans un contexte compressif N-S lié à l'orog nese pyrénéenne (fig 3). Au cours de l'Eocène, deux bassins se succèdent : on distingue un bassin interne ("inner basin"), d'âge paléocène    oc ne moyen, d'un bassin externe ("outer basin"), d'âge  oc ne moyen à priabonien, plus méridional. Les sédiments étudiés appartiennent au secteur oriental du bassin interne dont le remplissage se caractérise par des dépôts fluviaux, delta iques et littoraux. Dans ce secteur, la sédimentation s'effectue au sommet d'une unité structurale charriée (unité du Cotiella) pendant son transport tectonique vers l'avant pays Sud de la chaine pyrénéenne (Seguret, 1970).

Au Sud, le bassin est limité par le chevauchement E-W du Montsec à vergence Sud. A l'Ouest, des plis et des chevauchements à vergence ouest et d'orientation N-S, liés à la rampe latérale droite de la nappe du Cotiella, contrôlent le passage vers l'ouest, au domaine de sédimentation turbiditique (Seguret (1970), Camara P. et Klimowitz (1985), Mutti (1985)). Dès 1985, les relations entre secteur oriental (plate-forme) et occidental (bassin profond), ont été redéfinies par Mutti (Mutti *et al.* 1985)   partir d'un schéma stratigraphique basé sur la notion de "séquence de dépôt".

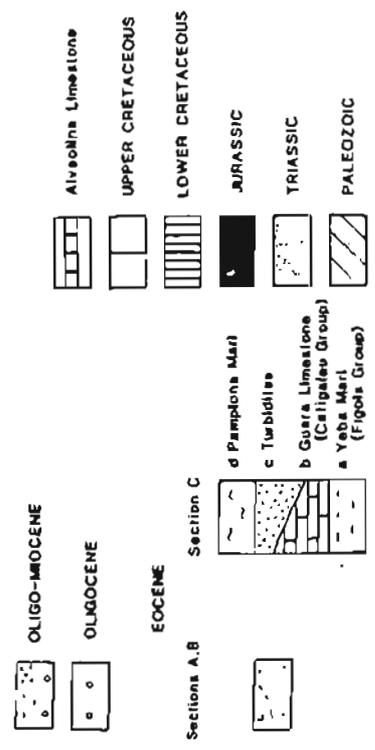
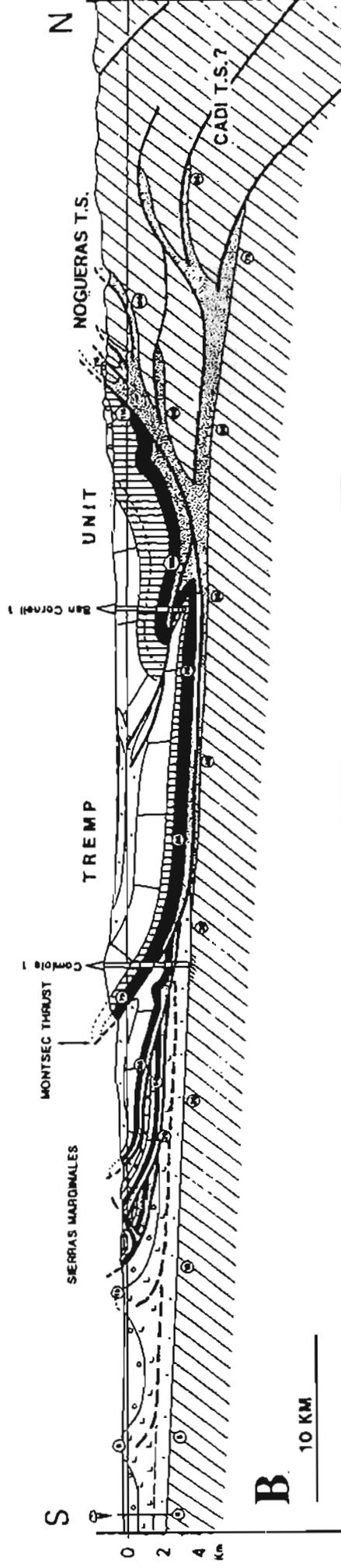
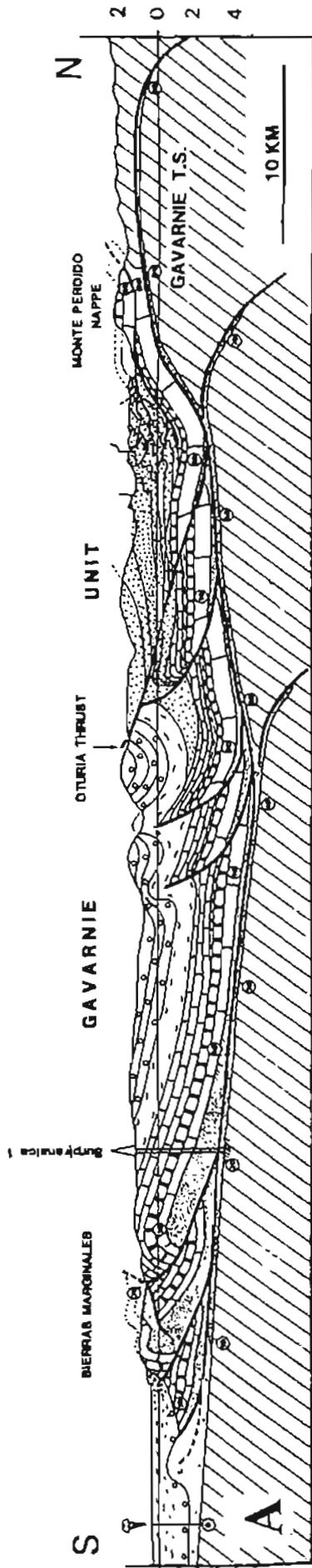


Fig. 3 - Coupes structurales du versant sud-pyrénéen (d'après Mutti, Sgavetti et Seguret, 1988) Localisation sur figure 3.

Une "séquence de dépôt" représente une succession continue de strates génétiquement liées dont les limites correspondent à des surfaces de discordance érosive (Vail *et al.* 1977, Vail *et al.* 1987, Vail et Sangree, 1989) qui passent à des surfaces de concordance dans le bassin profond. Dans le bassin éocène sud pyrénéen, ces limites peuvent être tracées et cartographiées à partir des photographies aériennes (Mutti *et al.* 1988).

Sept séquences de dépôt majeures ont été définies dans le schéma stratigraphique proposé par Mutti en 1985 ; les Grès de Roda appartiennent à la séquence de Figols (Fonnesu 1984). Plus récemment, Mutti (Mutti *et al.* 1988) a publié un schéma stratigraphique plus précis, dans lequel les séquences de dépôt définies en 1985 sont désignées sous le nom d'"allogroups".

Ce terme désigne, dans le cas du bassin éocène sud pyrénéen, un groupe de couches d'épaisseur plurihectométrique dont la durée est de 2 à 3 millions d'années. Il est constitué de plusieurs séquences de dépôt (de troisième ordre *sensu* P. Vail) et d'épaisseur hectométrique.

Les séquences de dépôt reconnues dans le bassin éocène sud pyrénéen ne correspondent en fait que partiellement aux unités lithostratigraphiques conventionnelles encore utilisées dans la littérature. L'usage de nombreux termes lithostratigraphiques plus ou moins équivalents a entraîné une confusion générale dans la stratigraphie de ce bassin. C'est pourquoi, nous n'évoquerons que de manière très succincte tous les termes lithostratigraphiques utilisés pour désigner les sédiments de la séquence de Figols :

I.2. LA SEQUENCE DE FIGOLS

Elle correspond plus ou moins aux couches stratotypiques de "l'Ilerdien" défini par Luterbacher (1969) et Ferrer *et al.* (1973). Ces séries ont aussi été successivement désignées sous le terme de "Roda formation" (Mey *et al.* 1968), de "Roda faciès" (Gaemers 1974) ou d'"Ilerdien" (Nijman et Nio 1975). Dans le secteur oriental du bassin Eocène sud pyrénéen, dans lequel prennent place les grès de Roda, la séquence de Figols est formée d'une succession de dépôts de plate-forme, fluvio-deltaïques et littoraux. Des carbonates d'eau peu profonde sont présents sur les marges Nord et Sud du bassin à la base de la série. Dans l'axe de ce bassin, la séquence de Figols dépasse 1000 m d'épaisseur.

Les limites de la séquence de Figols

D'après Ferrer *et al.* (1973), Nijman et Nio (1975), les dépôts compris entre les sédiments fluviaux du Paléocène ("Garumien") et les premiers sédiments deltaïques de la séquence de Montanana, correspondent à la "Formation d'Ager" ou "Ilerdien". Dans cette

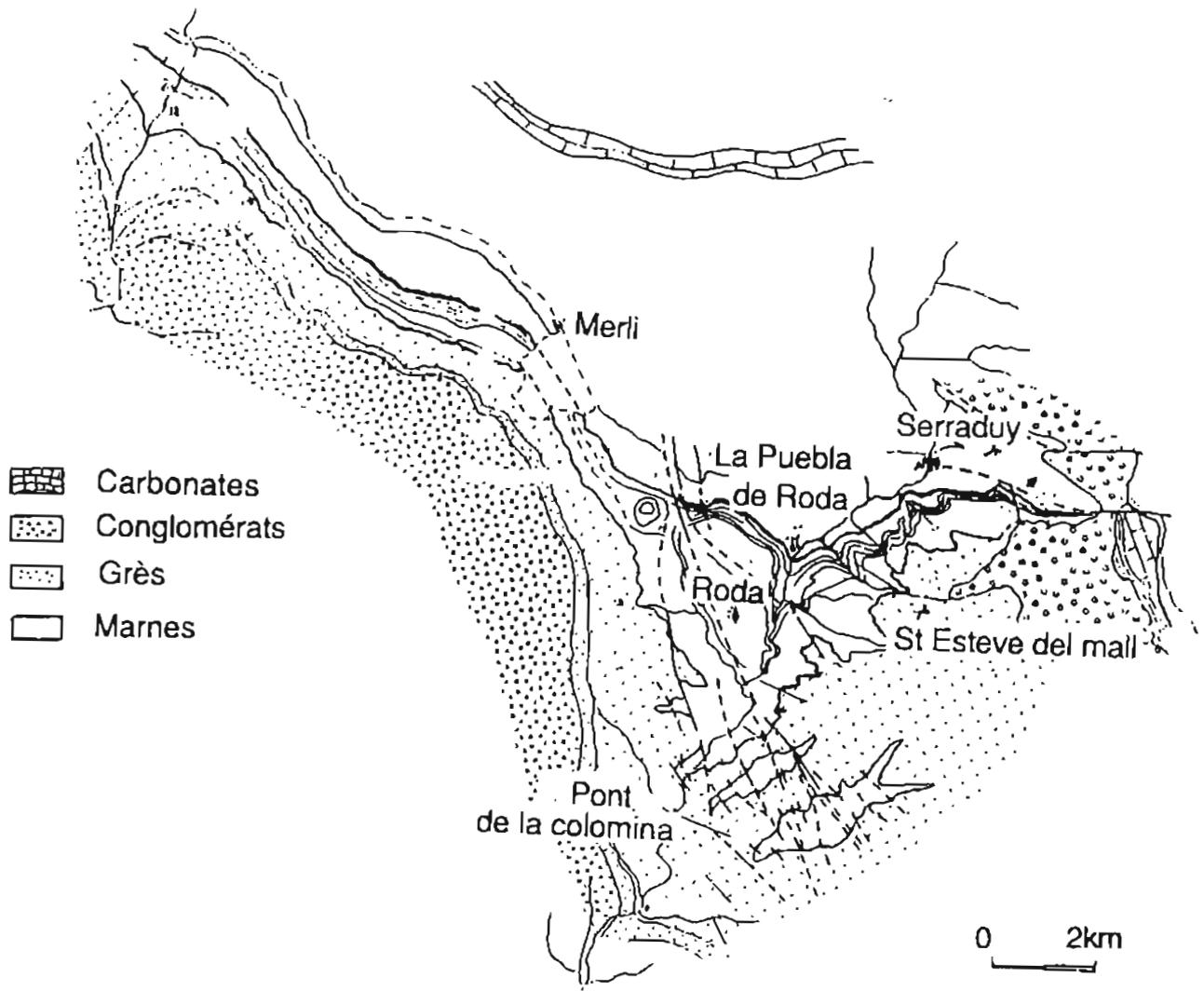


Fig. 4 - Carte géologique de la zone de Roda

définition, les Calcaires à Alvéolines, à la base de la série éocène, sont inclus dans l'Ilerdien. Pour Fonnesu (1984) au contraire, la limite inférieure de la séquence de Figols se marque clairement, dans le secteur d'Ager, par une discordance entre les premiers sédiments deltaïques et les Calcaires à Alvéolines. La limite supérieure correspond à une discordance angulaire à la base des premiers dépôts deltaïques de la séquence de Montanana.

- La coupe de la vallée de l'Isabena (fig. 4 et 5, Planches 1 et 2):

Le long de la vallée de l'Isabena, cinq ensembles lithologiques majeurs ont été reconnus par Nio *et al.* (1975) (fig. 5).

a) LES CALCAIRES A ALVEOLINES :

Ce sont des calcaires marins peu profonds et récifaux qui viennent en onlap sur les dépôts fluviatiles ("Garumnien"). Ces calcaires attestent du premier épisode transgressif à la base de la série Eocène. Ils s'interdigitent localement avec les premiers dépôts marins et deltaïques de la séquence de Figols, (Fonnesu 1984 ; Eichenseer 1987).

b) LES MARNES A NUMMULITES DE SERRADUY :

Elles forment une épaisse succession marneuse riche en Nummulités. Ces marnes s'interdigitent, avec des dépôts récifaux bioconstruits développés sur des hauts fonds structuraux.

c) LES CALCAIRES DE LA PUEBLA :

Il s'agit d'une alternance de marno-calcaires peu profonds, d'une trentaine de mètres d'épaisseur (Planche 1).

d) LES GRES DE RODA :

Ils forment une succession progradante de corps gréseux séparés par des intercalations transgressives de marnes de plate-forme riches en Nummulites (Planche 2).

A la base de cette série s'intercale dans les marnes à Nummulites un niveau marqueur bioclastique (Planche 1) très continu : ce niveau métrique est interprété comme un événement exceptionnel lié à une ou plusieurs tempêtes. Il s'observe sur plusieurs dizaines de kilomètres et pourrait être équivalent à l'une des couches de tempêtes ("tsunami beds") décrites par Mutti *et al.* (1984), dans le bassin d'Ager.

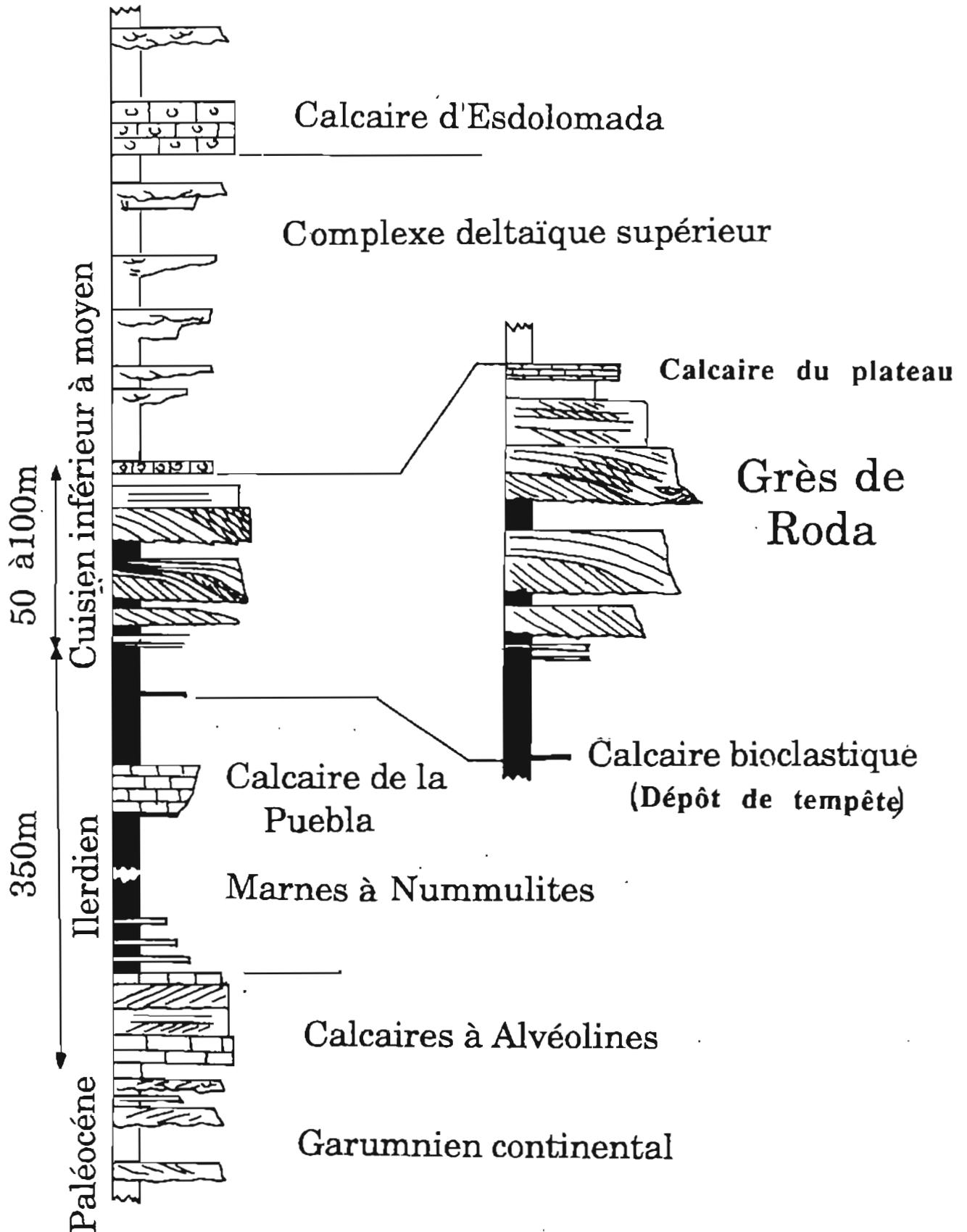


Fig. 5 - Coupe stratigraphique de la vallée de l'Isabena

Le sommet de la série des grès de Roda se caractérise par une alternance transgressive de couches marno-calcaires bien développées en direction du bassin : ces niveaux ont été décrits sous le nom de "Calcaires du plateau" (Nio, 1975).

e) Le membre d'Esdolomada ou complexe deltaïque supérieur :

Il s'agit d'une succession de barres deltaïques intercalées dans une puissante série argileuse, coiffée par des carbonates transgressifs, connus sous le nom de calcaire d'Esdolomada (Nio *et al.* 1975) ou calcaire d'Eroles (Puigdefabregas *et al.* 1988).

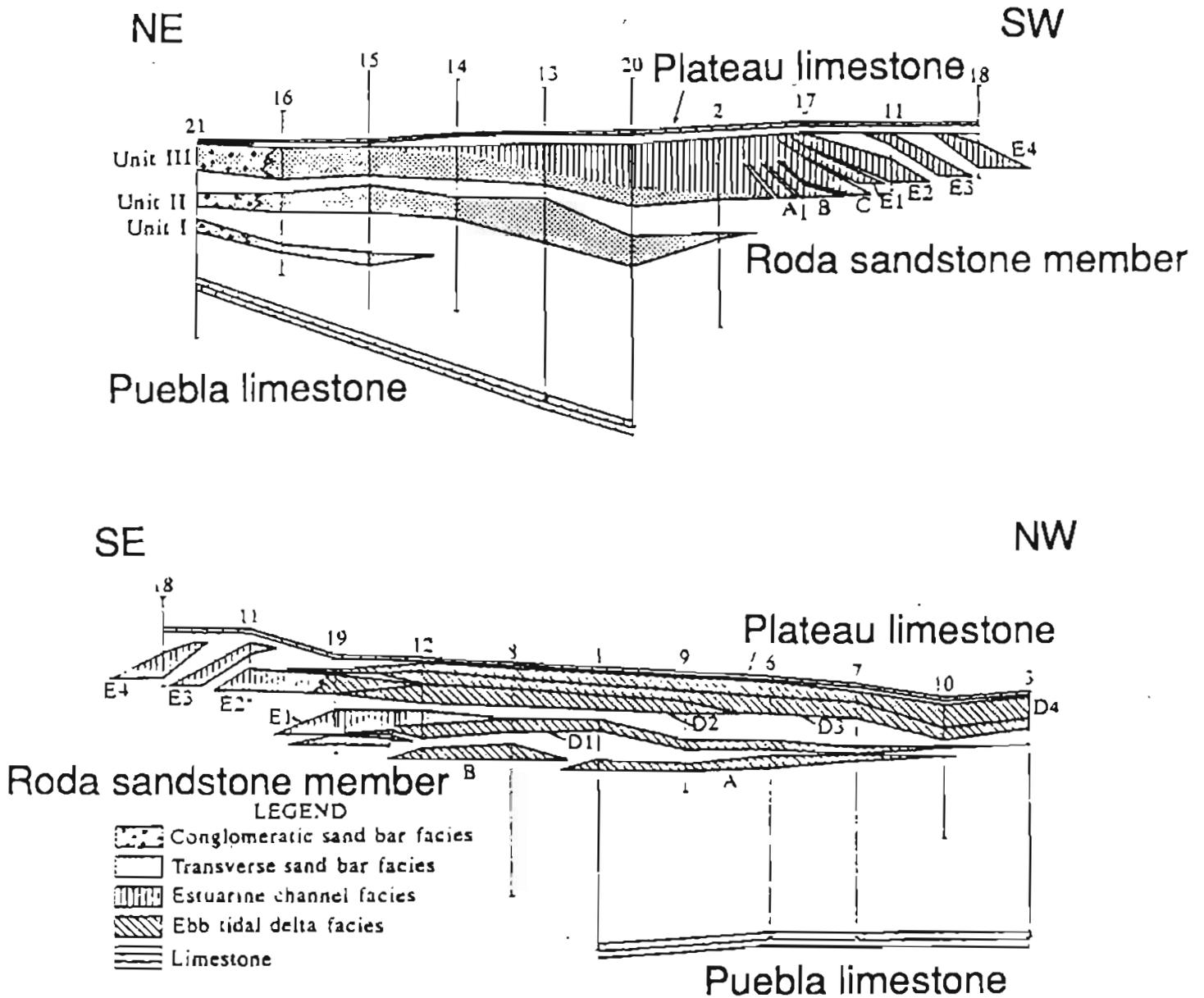


Fig. 6 - Sections NE-SW et SE-NW des grès de Roda d'après Nio et al. Les unités I, II, III, A, B, C, D, E font référence aux divers ensembles faciologiques et stratigraphiques. L'ensemble du système est interprété comme un delta de marée (Nio, 1976).

II - HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LES GRÈS DE RODA

La plupart des travaux sur les grès de Roda ont été réalisés par S.D. Nio et les géologues de l'Université d'Utrecht au cours des vingt dernières années. Les premières publications, traitant de la sédimentologie de ces grès, datent de 1975. Plusieurs articles ont ensuite été publiés jusqu'en 1989. Le modèle sédimentologique initialement proposé par Nio présentait les grès de Roda comme un complexe de dunes sous-marines, construites sur la plate-forme en période de transgression. Les publications de Nijman et Nio (1975), Nio (1976) et Nio *et al.* 1978 ont rendu mondialement célèbre le site de Roda.

Les grès de Roda sont, pour cette raison, encore cités comme modèle de référence de "sand-waves" (barres tidales de plate-forme).

Pour mémoire, et ceci en raison de l'abondance des citations dans la littérature, une des figures du modèle de Nio (1976) est reproduite ci-dessous (fig. 6). Les grès de Roda étaient alors interprétés comme le résultat d'une succession de stades d'aggradation, de transition et de rétrogradation reflétant une évolution dans le temps de la dynamique des courants de marée (Fig.7). Ce modèle, malgré la notoriété qu'il a acquis doit être complètement abandonné. La publication de Nio (1978) présente néanmoins des remarques et des observations intéressantes sur les faciès et la géométrie générale du système.

Le dernier modèle proposé par Nio, Cuevas *et al.* (1985), ne semble guère plus satisfaisant. En effet, il ne rend compte que de manière très partielle de l'évolution stratigraphique complexe qui conditionne à la fois, la répartition des faciès, l'architecture interne des corps gréseux ainsi que leur agencement vertical. La coupe générale publiée par Nio, illustre, cependant, de façon relativement bonne, la géométrie générale des grès de Roda (excepté pour le corps gréseux supérieur qui n'a pas été représenté).

Dès 1985, Puigdefabregas *et al.* remet en cause l'interprétation en terme de "sand-waves" utilisé au sens de Allen (1980) : les grès de Roda sont alors interprétés comme un système deltaïque mixte dominé, à la fois, par les processus fluviaux et par la dynamique des courants de marée. Cependant aucune documentation précise n'est fournie concernant l'architecture interne et la stratigraphie de ces dépôts. Cependant, les observations et interprétations exposées par Puigdefabregas ont entraîné, semble-t-il, Nio et ses collaborateurs à réviser leur interprétation des grès de Roda (cf. Yang et Nio 1989).

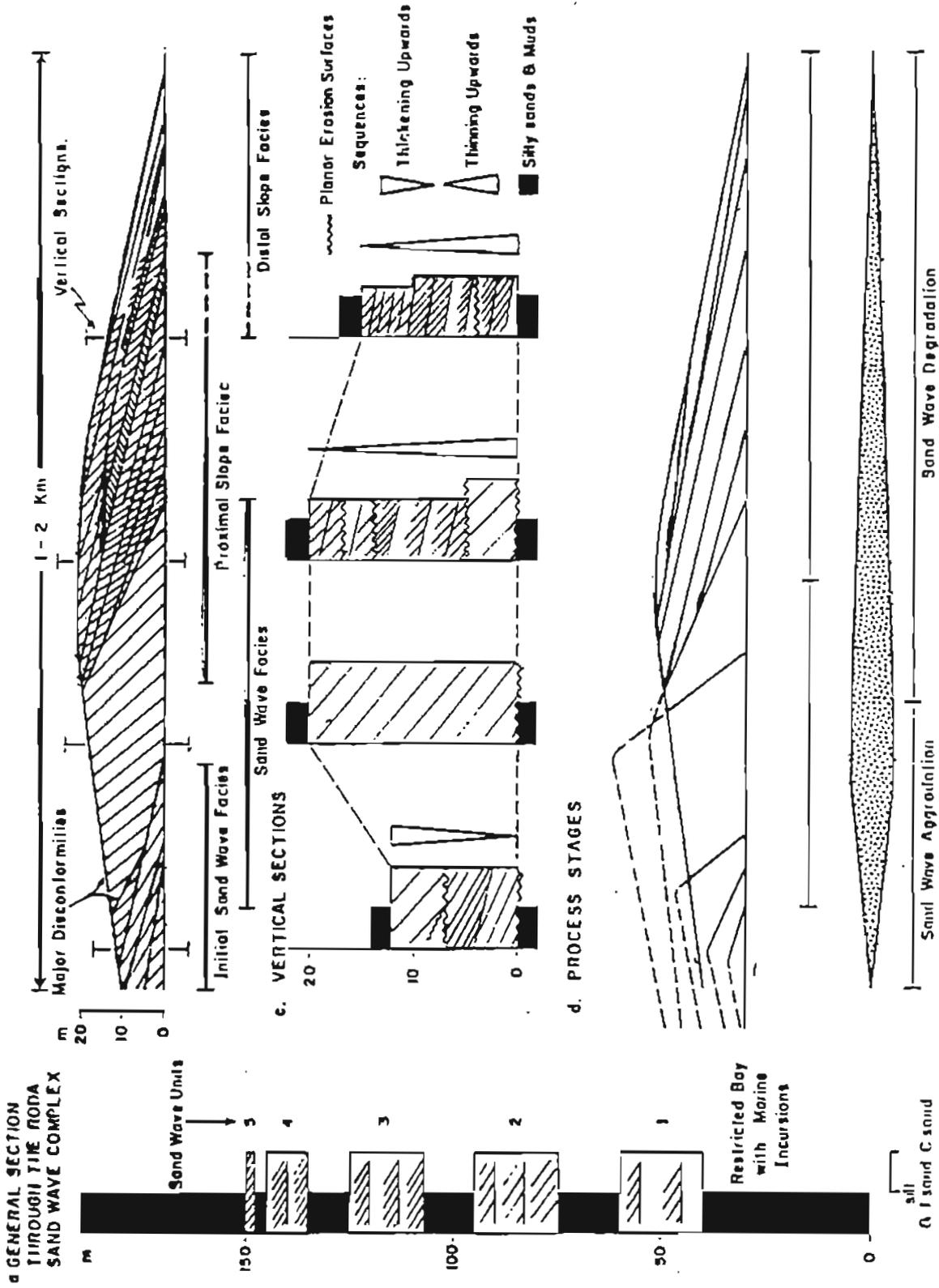


Fig. 7 - Faciès et séquences dans un corps gréseux du système de Roda (d'après Nio, 1975)

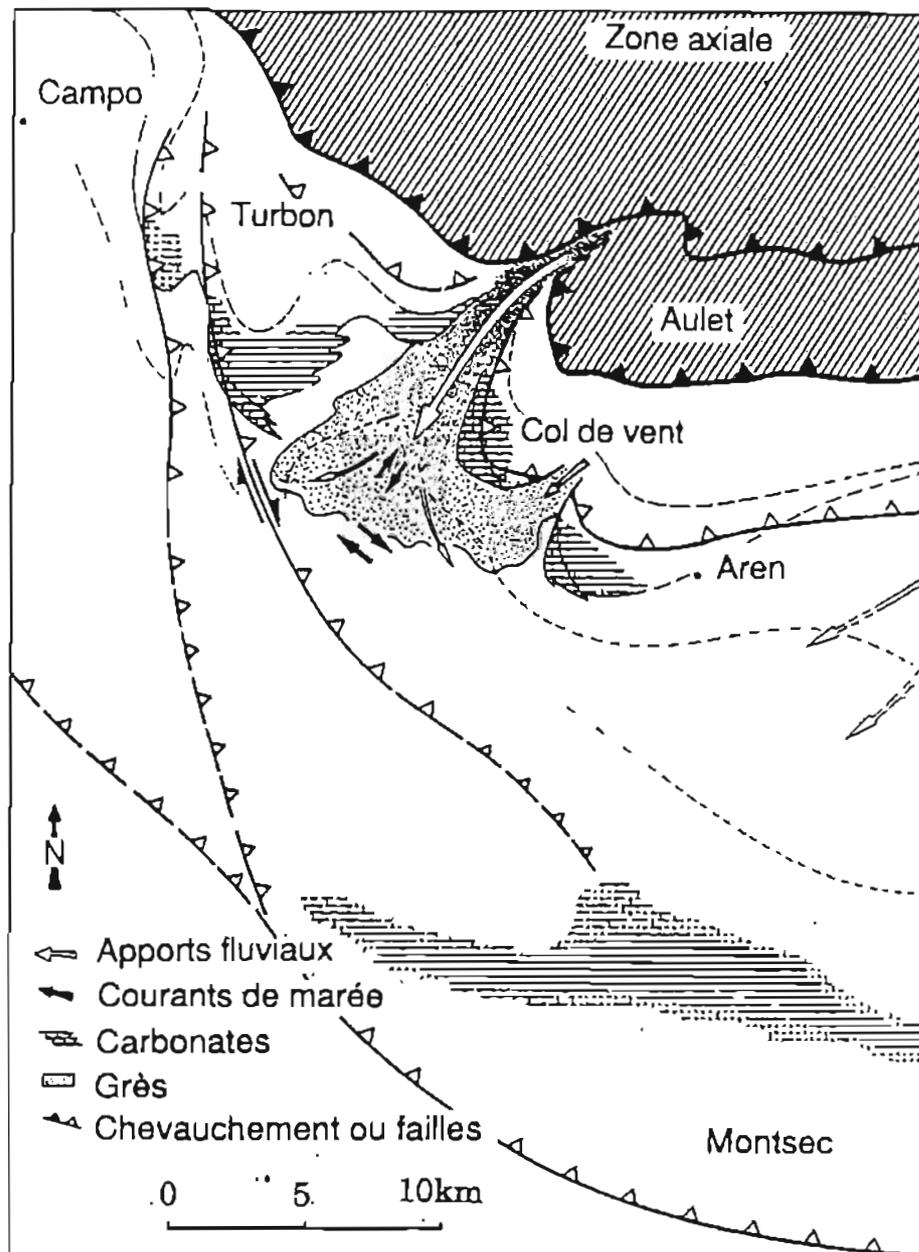


Fig.8: Paléogéographie et cadre structural des Grès de Roda d'après Eichenseer (1987).

Les grès de Roda sont alors interprétés comme un complexe de delta de marée nourri par des apports fluviaux issus de la marge Nord du bassin. Le schéma de la figure 8, simplifié d'après Eichenseer (1987), montre les grès de Roda dans leur contexte structural. Des accidents transverses (rampes latérales) conditionnent la répartition de zones hautes moins subsidentes, de part et d'autre, d'une paléovallée orientée NE-SW, axe plus subsident, par lequel transitent les sédiments issus des reliefs bordiers du bassin. Les zones hautes moins subsidentes favorisent le développement d'appareils récifaux au cours de l'Ilerdien inférieur.

III - METHODOLOGIE

La première phase de travail sur le terrain a permis d'établir une cartographie générale des principaux corps gréseux des "Grès de Roda". Ce travail de cartographie générale, indispensable pour la suite des levés de terrain et pour les opérations de forage, a été réalisé en utilisant des panoramas photographiques et la couverture de photographies aériennes du service géographique espagnol. L'échelle des cartes topographiques espagnoles a rendu nécessaire la réalisation d'une campagne topographique. Une carte topographique à l'échelle du 1/20 ème a ainsi été réalisée. Suite à la première phase de reconnaissance sur le terrain, des zones plus favorables aux observations de détail ont été délimitées (Fig. 10).

Une trentaine de coupes détaillées ont ensuite été réalisées (Fig. 10). Les coupes et les corrélations réalisées sur le terrain ont été confrontées aux observations obtenues à l'aide des panoramas photographiques :

Ces données ont permis d'établir une section stratigraphique schématique, selon une direction NE-SW (Annexe 1).

Dans un deuxième temps des coupes plus précises ont été réalisées en vue de la modélisation.

Sur les sections verticales mesurées ont été portés divers caractères lithologiques et sédimentologiques (lithologie, structures, limites de couches, limites de faciès, pendages sédimentaires...) (Fig. 11). Treize faciès principaux ont été identifiés à l'affleurement. Ces faciès ont, ensuite, été comparés aux faciès reconnus sur les carottes et les diagraphies.

A partir des sections mesurées, des cartes d'isopaques des corps X et Y ont été réalisées. Deux types de forages ont été réalisés sur le site de Roda :

- a) des microforages "Hilti" (6 à 9 mètres de profondeur) ;
- b) des forages profonds (60 à 120 mètres).

Les microforages ont été réalisés à l'aide d'une perforatrice de chantier (marque "Hilti") spécialement adaptée pour réaliser des petits forages sur l'affleurement. La plupart des microforages a dépassé la profondeur de 6 mètres. Suite aux premiers carottages effectués grâce au "Hilti", une campagne de sept forages profonds a été réalisée avec pour objectif la récupération de plus de 600 mètres de carottes (Fig. 9).

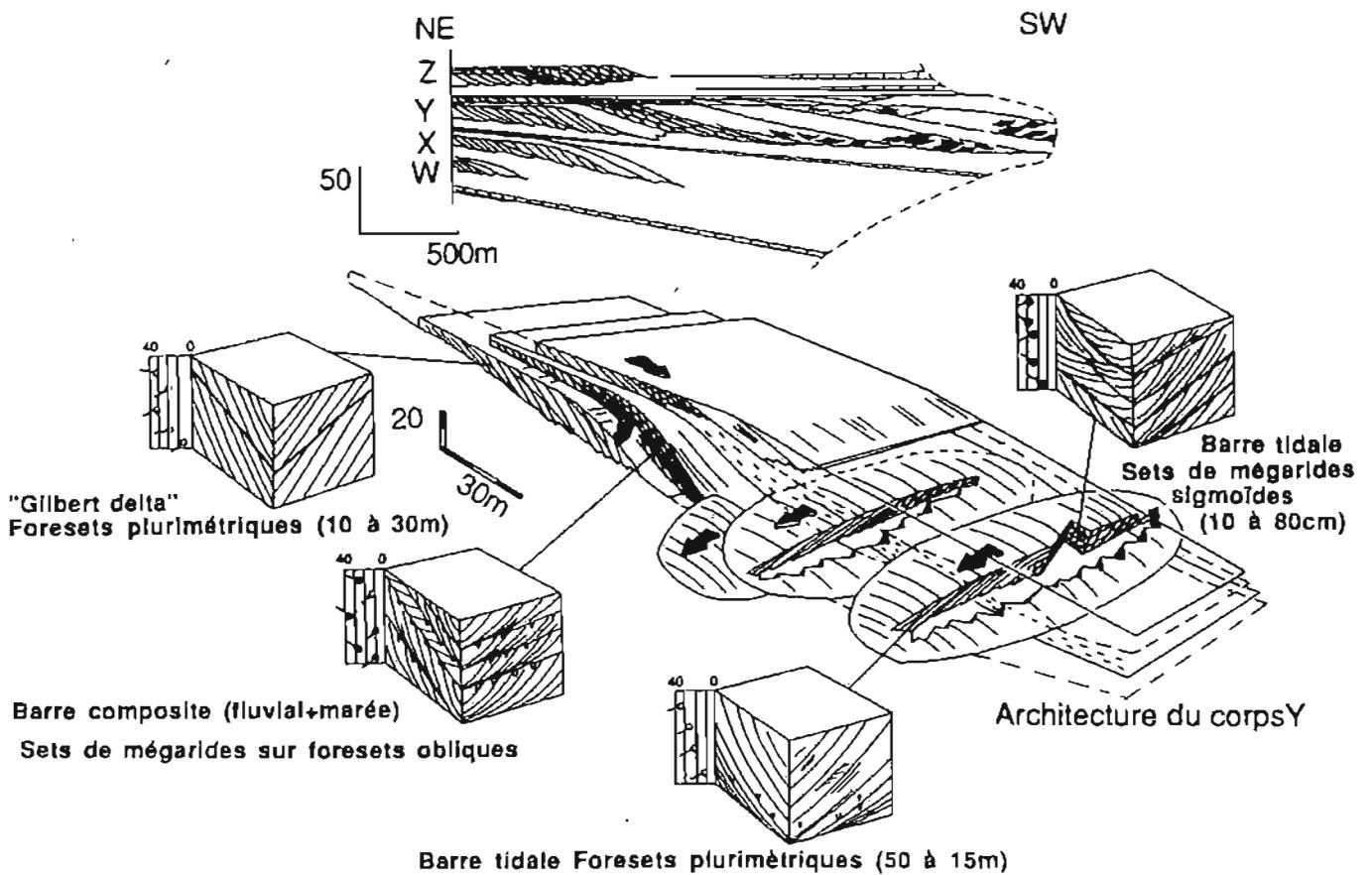


Fig. 10 : Géométrie du corps Y et faciès réservoirs principaux

Sur les sept puits forés trois outils de logging ont été utilisés :

- a) un dipmeter à trois patins,
- b) un outil densité-gamma-ray,
- c) un outil spectral-gamma-ray.

Dans ce livret, les résultats de l'étude des carottes et des logs électriques ne sont pas présentés pour des raisons de confidentialité..

IV - ARCHITECTURE GENERALE ET FACIES

IV.1. ARCHITECTURE GENERALE DES GRES DE RODA

La série des grès de Roda présente à sa base un épais intervalle marneux (marnes à Nummulites) dans lequel s'intercalent plusieurs niveaux continus de calcaires bioclastiques. L'un de ces bancs présente des caractéristiques faciologiques particulières (base nette, mélange faunistique, grande continuité latérale, ...) ; il s'agit d'une couche de tempête qui forme le niveau marqueur inférieur et à partir de laquelle la plupart des coupes ont été levées (voir fig. 5).

Dans la partie supérieure de la série marneuse, apparaissent quatre corps gréseux principaux désignés informellement par les lettres W, X, Y et Z. Ces corps gréseux s'empilent verticalement en formant une succession progradante puis rétrogradante (fig. 10). La géométrie générale des corps gréseux est lobée à tabulaire, d'extension plurikilométrique :

- **Le corps W** : il n'affleure que très médiocrement dans la zone comprise entre le ravin de Canérol et de Codoneras.
- **Le corps X** : il affleure largement en rive droite de la vallée de l'Isabena, entre le ravin de Canérol et le ravin de Zipagueme. Sa structure interne indique une progradation générale vers le SW. Il disparaît vers l'Ouest au-delà du rio Isabena.
- **Le corps Y** : c'est le corps gréseux le plus étendu et le plus complexe . Il affleure largement de part et d'autre de la vallée de l'Isabena et jusqu'aux environs du village de Roda.
- **Le corps Z** : son extension est plus limitée que le corps Y ; il se termine à quelques centaines de mètres au SW du ravin de Zipagueme.

En raison des conditions d'affleurement, la plupart des observations ont été réalisées sur les corps gréseux X, Y et Z.

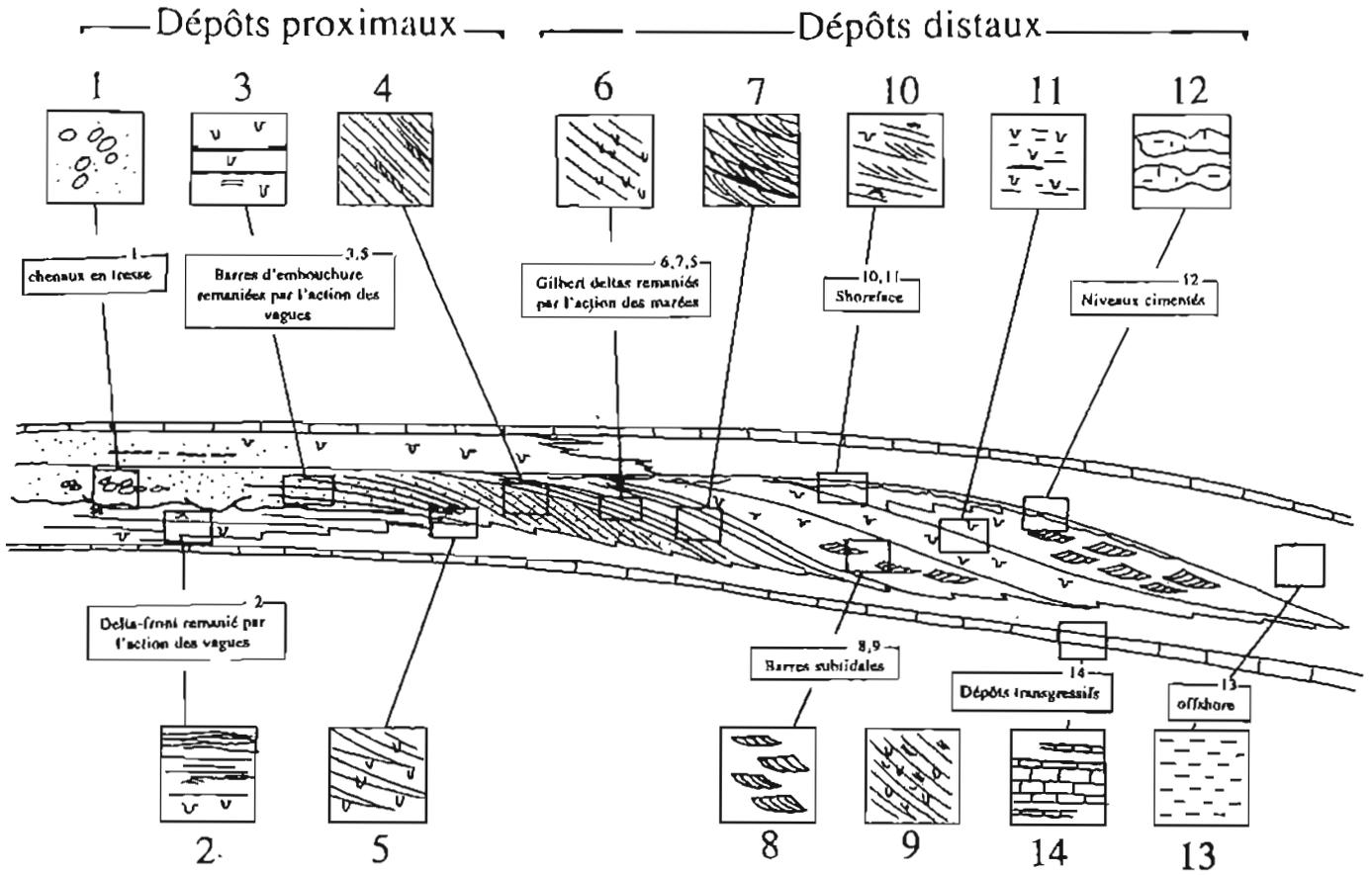


Fig.11 : Classification des faciès principaux.

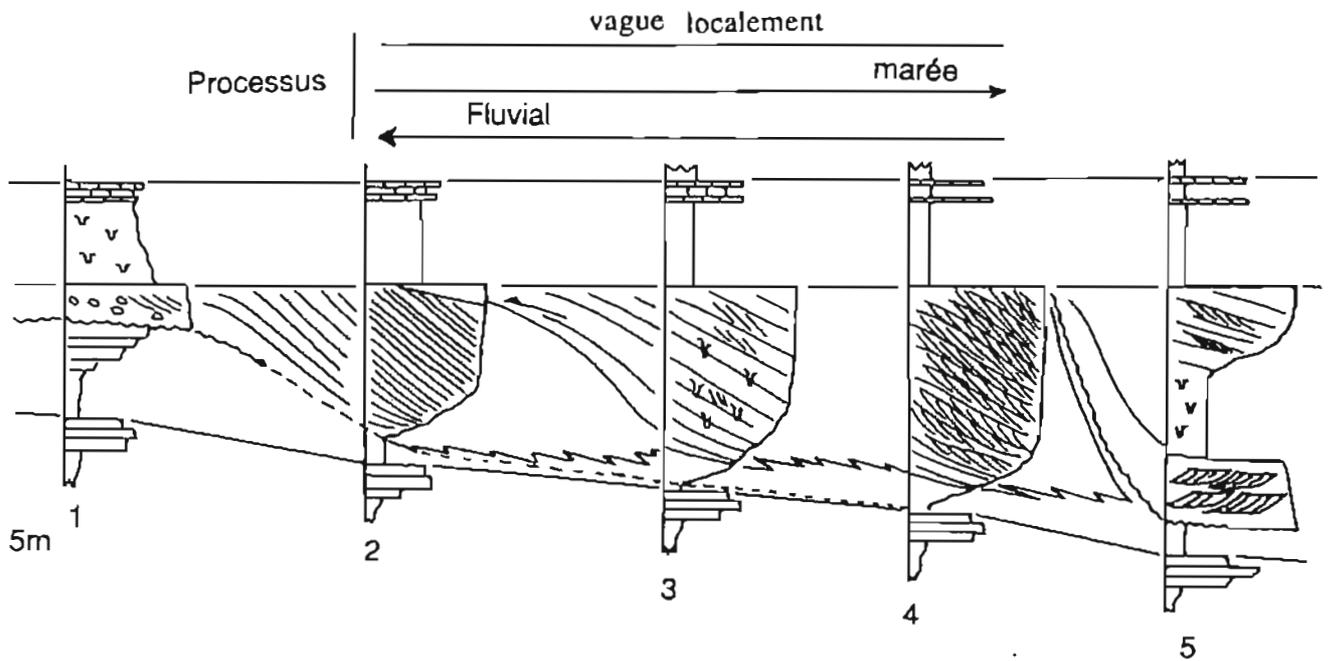


Fig. 12 - Schéma général d'enchaînement latéral des séquences de faciès dans le corps Y. Les relations entre les séquences de faciès 1, 2, 3, 4 et 5 sont illustrées sur les figures suivantes.

IV.2. FACIES ET SEQUENCES DE FACIES (Fig. 11 et 12)

Quatorze faciès principaux ont été reconnus. Ils s'associent pour former 5 séquences de faciès ou associations verticales de faciès caractéristiques. La description et l'interprétation des faciès et des séquences de faciès sont proposées dans les paragraphes suivants. Les numéros des faciès et des séquences de faciès cités dans le texte sont reportés sur les figures synthétiques 11 et 12.

La description et l'interprétation de ces faciès permettent de mettre en évidence le caractère deltaïque mixte des grès de Roda: influence mixte des processus fluviaux, de marée et de houle.

Les grès de Roda peuvent être décrits de manière simplifiée comme un système deltaïque progradant vers le SW dont le delta front est soumis à la dynamique des courants de marée: ces courants redistribuent le sable sous forme de barres tidales allongées parallèles au paléorivage. Les caractères faciologiques expriment clairement, de l'amont vers l'aval, le passage d'un environnement deltaïque proche d'une embouchure fluviale à un environnement marin plus externe soumis à la dynamique des courants de marée et de houle.

Les treize faciès définis ont été séparés en trois groupes principaux correspondant à trois environnements de dépôt distincts, latéralement juxtaposés dans l'espace et dans le temps dans chaque corps gréseux :

1. des dépôts de remplissage de rivières en tresse se localisent dans la partie amont près de la source de sédiment et s'associent à un système de barres d'embouchure remaniées par la houle. Ils affleurent dans le secteur NS, entre "Col de Vent" et le ravin de "Zipaguerne" ;
2. des dépôts de barre de type "Gilbert delta se développent au débouché des rivières en tresse dans un second stade d'évolution du système deltaïque.
3. des dépôts de barre subtidales associées à la progradation d'un système littoral dominé par l'action de la houle, constituent le troisième groupe de faciès. Les dépôts les plus distaux qui caractérisent un complexe de barre tidale associé à des dépôts de plate-forme se répartissent entre le ravin de Zipaguerne, le hameau de la Huerta et le prolongement de l'anticlinal de Merli (Fig. 10).

La transition entre les dépôts fluviaux (les plus proximaux) et les dépôts marneux de plate-forme externe (les plus distaux) se réalise en moins de 10 km dans l'axe du système (la série est entièrement argileuse au sud du village de Roda).

N.B. : Dans les paragraphes concernant la description des faciès, le terme de "séquence de faciès" est utilisé pour décrire l'association verticale de plusieurs faciès.

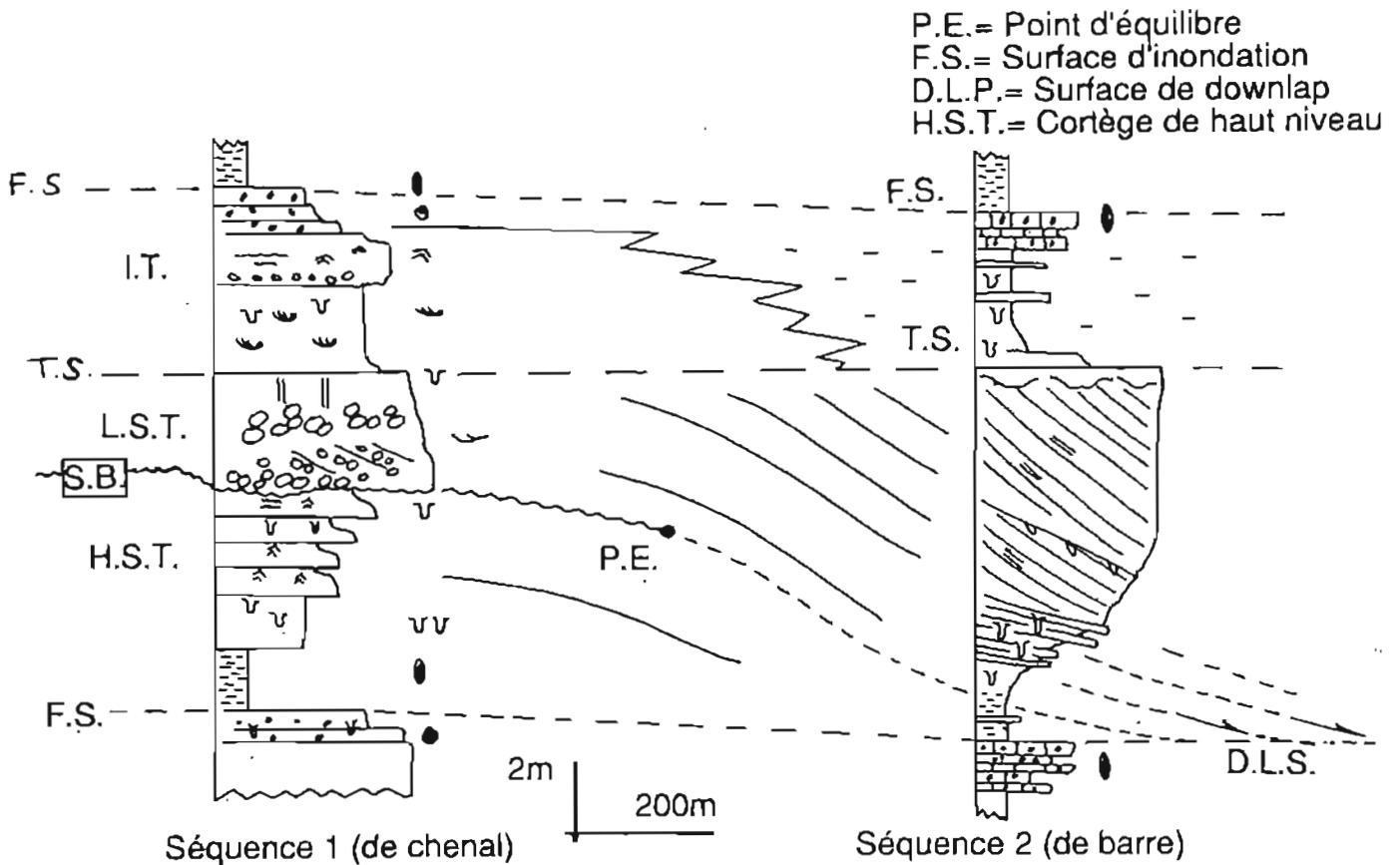


Fig. 13 - Séquences de faciès dans la partie proximale des corps gréseux.
Les relations entre séquences de faciès de part et d'autre du point d'équilibre à petite et grande échelle ont aussi été discutées récemment par E. Mutti dans la publication "Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica" (in press).

IV.2.1. Les dépôts proximaux: remplissage de rivières en tresse et dépôts associés de barre d'embouchure à dominance de houle

Ces dépôts regroupent tous les faciès qui attestent de la proximité de la source d'apport de sédiment et qui enregistrent clairement la dynamique des courants fluviaux à l'embouchure d'un système fluvial en tresse en partie remanié par la houle.

On se propose de décrire successivement tous les faciès et les séquences de faciès caractérisant la partie proximale des corps W, X, Y, et Z.

Dans la partie proximale du système de Roda, les faciès s'organisent en séquences grano et strato croissantes [Séquence 1 (fig. 13) (Planche 3 Photo A)]. La partie médiane et massive de ces séquences est constituée de grès grossiers (faciès 1) qui reposent en contact érosif sur des grès moyens de "shoreface" (rides de houle) organisés en une succession de couches tabulaires stratocroissantes. Ce contact érosif est l'expression d'un abaissement du niveau de base (*i.e.* niveau de la mer): cette superposition abrupte et érosive de faciès fluviaux sur des faciès de shoreface caractérise la partie amont des corps gréseux.

La partie inférieure des séquences se caractérise par une évolution régressive : progradation des dépôts de "shoreface" sur des argiles de plate-forme à Nummulites. Au contraire, le sommet des séquences, se caractérise par une évolution transgressive des grès argileux bioturbés coiffés par des niveaux gréseux riches en foraminifères benthiques (Alvéolines et Nummulites) qui se superposent à des grès grossiers formant un remplissage fluvial. Des niveaux de conglomérats alignés, s'observent aussi dans ces grès bioturbés et attestent d'un remaniement par la houle.

Faciès 1 GRES GROSSIERS ET CONGLOMERATS MASSIFS : REMPLISSAGE DE RIVIERE EN TRESSE (PLANCHE 3 ET 4)

Ce sont des grès grossiers très arkosiques qui contiennent de nombreux galets flottants. Ils s'associent à de véritables coulées boueuses conglomératiques dont l'agencement est de type "matrix supported" (Nemec et Steel, 1984). Le classement du matériel est mauvais bien que l'on observe parfois des stratifications obliques tabulaires. Ces grès grossiers, à galets flottants non imbriqués, et présentant localement un litage oblique, sont interprétés comme des coulées boueuses issues de cônes alluviaux, associés à des courants tractifs construisant des barres alluviales. Ils remplissent un système de chenaux distributaires en tresse. Des faciès très semblables ont été décrits dans la partie distale de nombreux cônes alluviaux et de "Fan-deltas" (Rust, 1972, 1979, Miall, 1978).

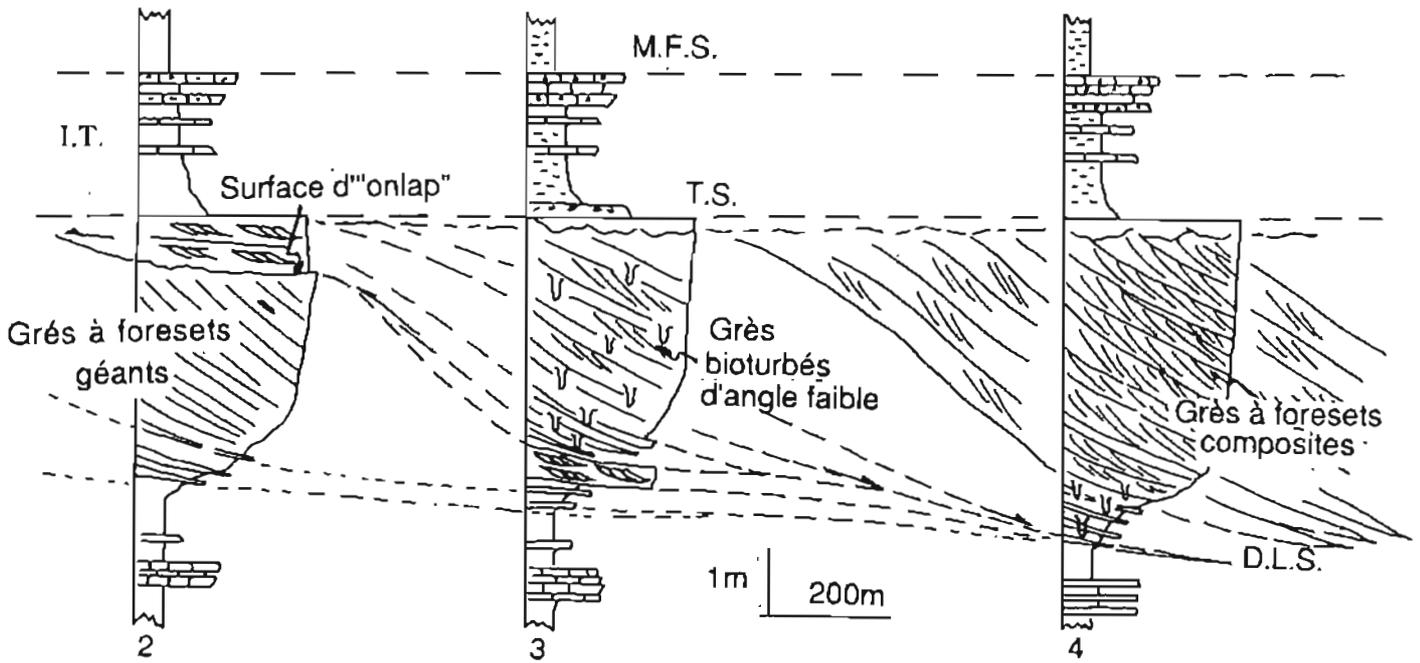


Fig.14 : Séquences de faciès dans la partie distale des corps gréseux (inspiré de l' étude du corps Y).

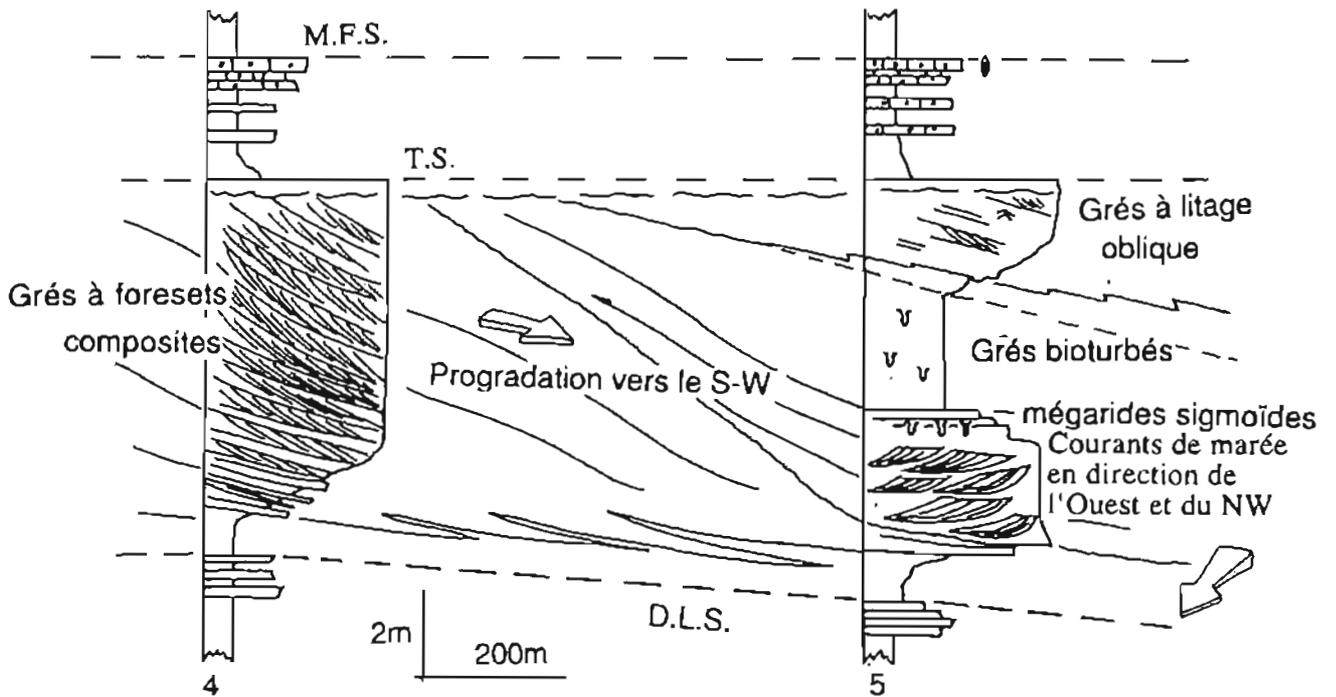


Fig.15 : Séquences de faciès dans la partie distale du corps Y. (Simplifié).

**Faciès 2 GRES MOYEN EN COUCHES TABULAIRES : SHOREFACE OU DELTA FRONT
(PLANCHE 4, PHOTO B)**

Ce sont des grès moyens qui s'organisent en couches tabulaires décimétriques à base nette érosive. De nombreux terriers verticaux, ainsi que des interlits argileux continus, sont visibles dans ces dépôts. Des rides de vague et des stratifications de type "Hummocky" (Harms, 1975) sont couramment préservées au sommet des couches. Ces grès en couches tabulaires sont érodés par les remplissages chenalisés (érosion des rivières en tresse).

Ces faciès sont interprétés comme des dépôts de shoreface et/ou de barre d'embouchure proximale à dominance de houle.

**Faciès 3 GRES GROSSIER EN COUCHES TABULAIRES BARRES : D'EMBOUCHURE
(PLANCHE 3, PHOTO B)**

Vers le large, en direction du Sud, les remplissages de chenaux en tresse passent à des couches tabulaires de grès grossiers. Ces couches massives montrent des lamines planes parallèles et des mégarides de courant. Elles forment des séquences strato-croissantes de même type que celles formées par le faciès 2. Ces faciès sont interprétés comme représentant la partie distale des embouchures dans des zones où, lorsque les crues ne transportent pas de sédiment, le sable est remanié par les vagues. Des rides de houle sont visibles au sommet des couches.

**IV.2.2. Les dépôts de barres d'embouchure de type "Gilbert delta"
remaniées par les courants de marée**

Sur une distance de 500 m à 1 km environ, vers le Sud, les faciès grossiers fluviaux passent à des grès moyens à grands foresets formant des séquences de faciès granocroissantes. Du bas vers le haut, on distingue (Séquence 2) (fig. 13) :

- des silts et des marnes passant à des grès bioturbés ("bottomsets") en partie équivalents au dépôt de shoreface de la séquence 1.
- des grès moyens montrant des foresets plurimétriques.

Le sommet de ces séquences de faciès se marque par une surface nette d'arrêt de sédimentation colonisée par des microorganismes marins (Alvéolines et Nummulites) et coiffée par des argiles transgressives. Ce contact lithologique marque le sommet des corps gréseux.

**Faciès 4 GRES MOYEN A FORESETS GEANTS : "GILBERT DELTAS"
(PLANCHE 5 ET 6, PHOTO A ET B)**

Ce sont des grès moyens avec des foresets pouvant dépasser vingt mètres de hauteur. L'inclinaison des lamines obliques de ces foresets varie de 5° à 35°. Lorsque l'inclinaison des foresets dépasse 30°, on a alors de véritables faciès d'avalanche menant à la construction de barres lobées au débouché du système distributaire de chenaux en tresse. Les mesures de paléocourants indiquent une dispersion principale de 60° des directions de transport autour d'un axe de drainage orienté NE-SW.

La dispersion des directions de courant résulte de processus de migration latérale et de compensation entre les barres. A l'intérieur d'un même corps gréseux, les barres progradantes se juxtaposent latéralement avec des contacts érosifs ou par l'intermédiaire de surfaces d'abandon bioturbées.

De telles barres présentant des faces d'avalanche, aussi pentées et aussi hautes, ont été décrites au front des deltas de type "Gilbert". Ceux-ci se développent généralement aux embouchures des rivières se jetant dans les lacs. Wright (1977) a d'autre part montré que le développement de telles barres nécessite un contraste de salinité faible entre les eaux du bassin récepteur et les effluents entrant dans celui-ci.

Dans le cas particulier des Grès de Roda, les faces inclinées de ces barres (*i.e.* foresets) montrent localement des faisceaux de rides centimétriques à décimétriques qui migrent perpendiculairement à la direction des foresets. L'alternance de lamines grossières et fines dans ces faisceaux suggère une origine tidale de ces structures. Leur direction de migration

d'Est en Ouest est, d'autre part, concordante avec la direction des courants de marée qui redistribuent activement le sable dans la partie distale (cf. paragraphes suivants). L'absence de drapages argileux dans ce cas-là pourrait s'expliquer par la faible turbidité des eaux, liée à la dispersion du sédiment en suspension sous l'action de la houle.

Faciès 5 ALTERNANCE DE GRÈS MOYEN ARGILEUX ET DE GRÈS MASSIF : BOTTOMSETS

La base des foresets se marque par une alternance de grès (faciès 5) massif et de grès argileux qui passent progressivement en "downlap" aux argiles de bassin (faciès 4). La bioturbation et le pourcentage de microfaune augmente dans ce faciès.

Relation entre séquence de faciès 1 et 2 : notion de point d'équilibre

Les dépôts amonts ou proximaux dans les grès de Roda peuvent être décrits à partir de deux associations de faciès ou séquences de faciès (fig. 13).

La fig. 13 montre les relations longitudinales entre ces deux séquences verticales de faciès :

- La séquence 1 se caractérise par une succession verticale de faciès dans laquelle une discontinuité majeure érosive souligne la base des faciès fluviaux et exprime un "downward shift" brutal (Posamentier et Vail, 1988).
- La séquence 2, au contraire, montre un passage vertical transitionnel de faciès argileux de plate-forme vers des faciès gréseux de barre de type "Gilbert delta" sans "downward shift" brutal.

La séquence 1, montre une superposition brutale de faciès de bathymétries différentes par l'intermédiaire d'une discontinuité érosive résultant d'un abaissement du niveau de base. Au contraire, plus en aval et à tout moment, il existe un espace disponible pour accumuler du sédiment puisqu'il ne se produit pas d'érosion. Le point qui sépare la partie amont (séquence 1, où se produit une chute relative), de la partie aval (séquence 2, où, à tout moment, on a une montée relative du niveau de base), est appelé point d'équilibre. En ce point et à tout moment, le taux de variation du niveau de base ne change pas ; le niveau de base étant le plus bas niveau sur lequel s'ajuste une rivière (niveau de la mer ou d'un lac *sensu* Posamentier et Vail, 1988 ; Jervey, 1988). En amont du point d'équilibre, au contraire, il existe des périodes au cours desquelles le taux de subsidence est plus faible que le taux de chute du niveau marin : il se produit alors une érosion liée à l'incision des rivières dans les dépôts marins sous-jacents.

La séquence 2, située en aval du point d'équilibre montre qu'il existe à tout moment suffisamment d'espace disponible pour accumuler du sédiment. La chute du niveau marin n'excède pas le taux de subsidence. Les séquences de faciès de ce type montrant un profil "shallowing up" sont généralement désignées (dans les publications récentes traitant de stratigraphie) sous le nom de "paraséquence" (Van Wagoner, 1985).

La surface de transgression au sommet de la séquence de faciès 2 s'exprime par un changement abrupt de lithologie : on a superposition de marnes et de silts bioturbés sur le toit des grès à grands foresets par l'intermédiaire d'une surface bioturbée riche en microfaune. Au contact de cette surface, les grès sous-jacents montrent une cimentation carbonatée et une bioturbation importante.

Les notions d'espace disponible et de position du point d'équilibre, évoquées brièvement dans ce paragraphe sont intégrées plus largement dans le modèle géologique général des grès de Roda développé dans la partie finale de ce rapport.

IV.2.3. Les dépôts distaux : les barres subtidales associées à la progradation d'un "shoreface"

Ce sont les faciès qui constituent la partie aval ou distale des corps gréseux. Ils sont particulièrement bien développés dans le corps Y. Pour chaque faciès une séquence type de faciès est décrite montrant les relations avec les dépôts argileux ou silteux sous et sus-jacents.

Les séquences 3 et 4 (Fig. 14) sont de type "coarsening", et "shallowing up" et montrent du bas vers le haut :

- des marnes passant à des silts bioturbés (faciès 5 ou 14)
- des grès argileux bioturbés (faciès 5) auxquels s'associent des mégarides à caractère tidal.
- des grès moyens bioturbés à foresets plurimétriques (faciès 4) ou des foresets composites (faciès 6) que l'on se propose de décrire dans les paragraphes suivants.

Le sommet des séquences se marque par une surface d'arrêt de sédimentation sur laquelle se superposent des marnes et des silts de plate-forme transgressifs.

Faciès 6 GRES MASSIF A FORESETS BIOTURBES D'ANGLE FAIBLE : DELTA FRONT

Ce sont des grès moyens à grands foresets bioturbés composites dont l'inclinaison varie entre 5 et 15°, dirigés vers le SW. Ces foresets montrent des faisceaux de stratifications obliques décimétriques qui sont, la plupart du temps, oblitérés par la bioturbation. Ces stratifications de mégarides montrent, néanmoins, un caractère tidal affirmé : drappages argileux, bidirectionnalités, géométrie sigmoïdale des faisceaux. Ce faciès traduit des conditions hydrodynamiques plus calmes dans un environnement deltaïque devenant plus externe à mesure que l'appareil deltaïque prograde vers le large. La bathymétrie est plus importante comme l'indique la hauteur totale des foresets.

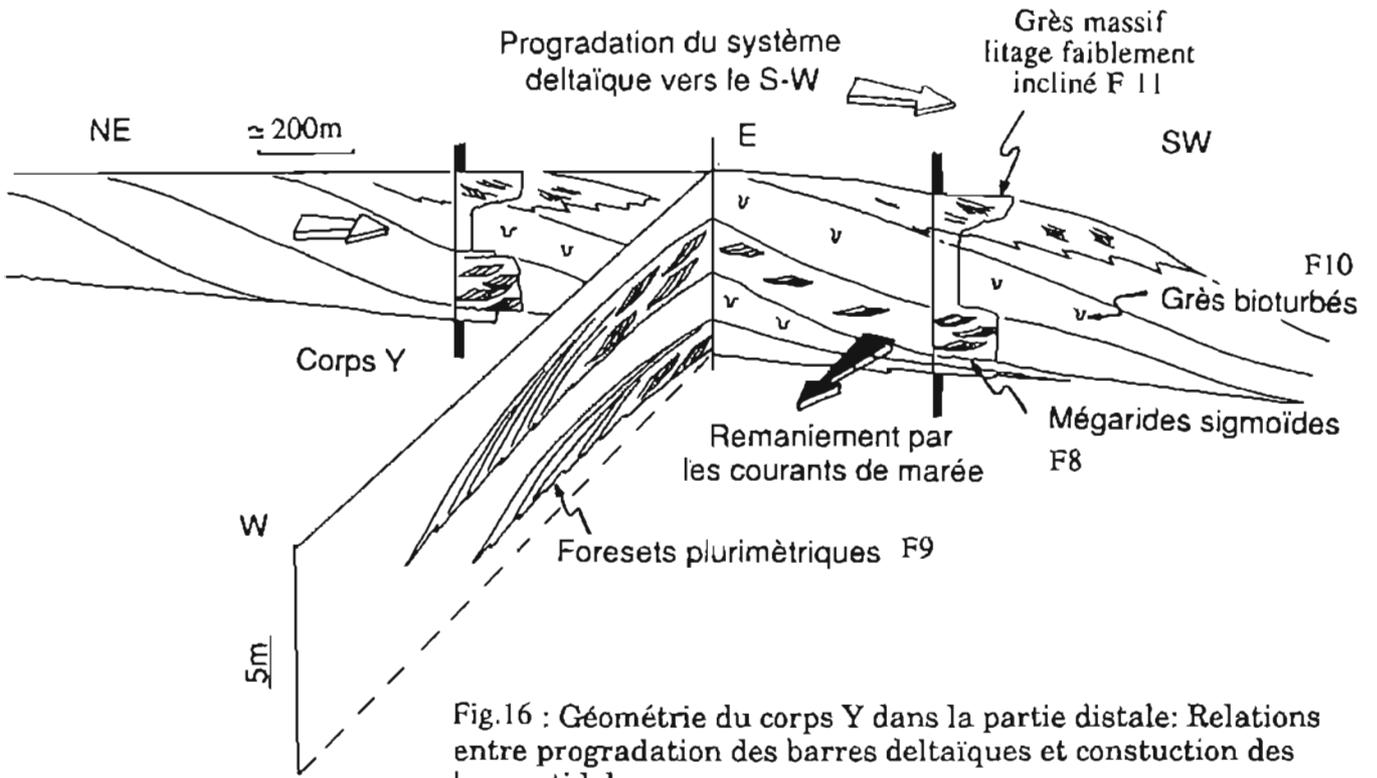


Fig.16 : Géométrie du corps Y dans la partie distale: Relations entre progradation des barres deltaïques et construction des barres tidales

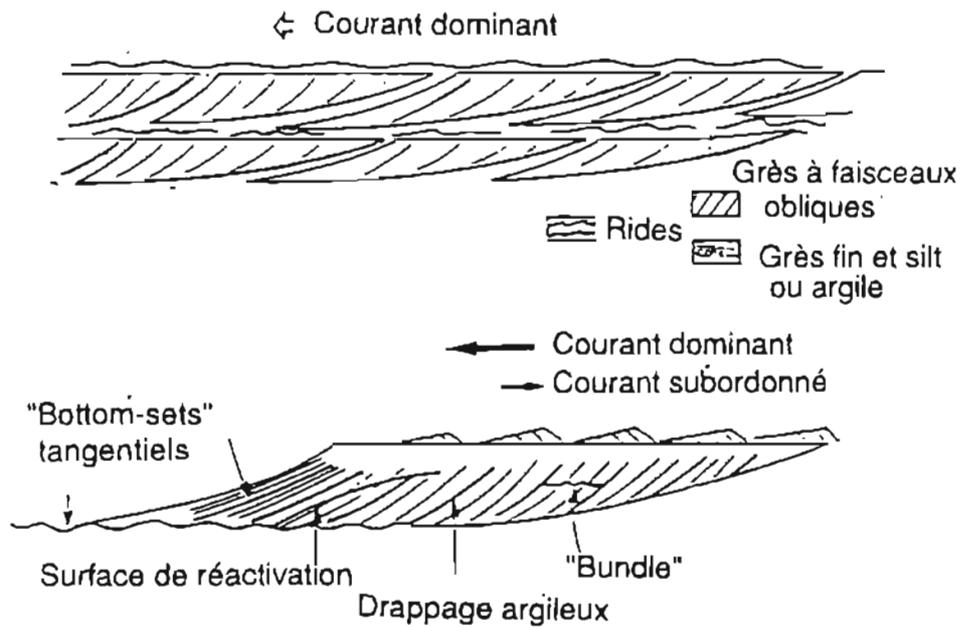


Fig.17: Géométrie des mégarides et des "bedsets" de forme sigmoïde. (D'après Mutti et al, 1985)

- de grès moyen à foresets métriques (faciès 9) migrant dans la même direction que les mégarides sigmoïdes c'est-à-dire perpendiculairement à la direction générale de progradation du système deltaïque (Fig. 16).

Ces deux faciès, caractérisant les processus tidaux, s'associent pour former un complexe de barres tidales superposées, séparés par des intervalles transgressifs constitués de biseaux de grès à rides de vague montrant un litage faiblement incliné (faciès 10) et de grès bioturbés (faciès 11).

Faciès 8 GRES A MEGARIDES SIGMOIDES : BARRES SUBTIDALES (PLANCHE 8).

Ce sont des grès moyens à faisceaux de stratifications de forme sigmoïdale (Fig. 16). La hauteur de ces faisceaux varie de 10 à 100 centimètres. Ces faisceaux se caractérisent par une alternance régulière de lamines obliques de sable et d'argile de 1 à 5 centimètres d'épaisseur. Chaque doublet de lamine (grès + argile) correspond au dépôt réalisé sur la face d'une ride pendant une marée. Le terme de "bundle" est généralement utilisé pour désigner ce type de dépôt (Boersma, 1969), (Boersma et Terwindt, 1981), (Boersma et Van Gelder, 1982), (De Monwbray et Visser, 1984). Les mesures d'épaisseur des "bundles" permettent de reconstituer la durée du cycle vives eaux-mortes eaux lors du dépôt. Les mesures effectuées par Yang (Nio *et al.* 1983) (Yang et Nio, 1985) sur les affleurements de Roda ont mis en évidence une cyclicité tidale de type semi-diurne en régime macrotidal.

L'unidirectionnalité de ce type de faisceaux de stratifications obliques dirigées vers l'Ouest atteste de la prédominance d'un des courants de marée. Ce type de phénomène s'observe fréquemment dans les milieux subtidiaux actuels. Plus rarement, des stratifications dirigées vers l'est attestent de l'action du courant subordonné.

Tous les critères faciologiques reconnus, attestent d'un environnement de dépôt de dunes sous-marines subtidales. Des faciès très similaires ont été décrits par Mutti *et al.* (1985) dans le bassin d'Ager (Eocène sud-pyrénéen).

Faciès 9 GRES A FORESETS METRIQUES : BARRES SUBTIDALES (PLANCHE 10 ET 11A).

Ce sont des grès moyens montrant des foresets plurimétriques ; ils se développent au devant des mégarides de forme sigmoïdale vers l'ouest. L'inclinaison des foresets varie de 5 à 20 degrés. La bioturbation est importante.

La planche 15 illustre les relations entre les foresets métriques et les mégarides sigmoïdes. Ces foresets montrent des lamines parallèles obliques faiblement pentées et parfois un litage de rides de vague. L'extension latérale des barres formées par les foresets métriques est relativement limitée : ce sont des formes lobées de 200 à 500 mètres de large et de 1 à 2 kilomètres de long.

L'origine tidale des grands foresets, en l'absence de drappages argileux clairement exprimés, est difficile à établir uniquement sur des critères faciologiques : c'est leur association vers l'Est avec les foresets de mégarides sigmoïdales qui permet de conclure quant à leur origine. L'alternance plurimétrique formée de faciès gréseux à mégarides sigmoïdes et de grès bioturbés exprime des pulsations transgressives et régressives qui ponctuent la progradation d'un corps gréseux..

Faciès 10 GRES MASSIFS A RIDES DE VAGUE ET A LITAGE FAIBLEMENT INCLINE : SHOREFACE (PLANCHE 11B)

Il s'agit de grès moyens, massifs, bioturbés et présents dans la partie distale du corps Y. Ils montrent des stratifications obliques à caractère tidal auquel s'associent des rides de vague. Leur bioturbation est importante. Ces grès se caractérisent par un litage plan faiblement incliné à grande échelle. C'est le long de ces surfaces de stratification que se réalise le passage progressif aux argiles et aux silts bioturbés du prodelta. Ces grès interprétés comme étant déposés dans un environnement de "Shoreface": Ils forment des biseaux progradants contemporains de la migration des barres tidales.

Faciès 11 GRES BIOTURBES: DELTA FRONT DISTAL

Il s'agit de grès bioturbés massifs, sans structure sédimentaire. Ils passent latéralement vers le bassin profond aux marnes à Nummulites. Ils alternent ou/et se superposent aux faciès tidaux (faciès 8 et 9) précédemment décrits. Ils se déposent pendant les périodes transgressives ponctuant la progradation de la partie distale du corps Y.

Faciès 12 GRES CIMENTES NODULEUX (PLANCHE 12)

Il s'agit de grès cimentés noduleux, montrant des traces de bioturbation et contenant un pourcentage variable de microfaune marine (Alvéolines). Ces grès forment des niveaux continus au sommet des corps X et Y ou à l'intérieur du Corps Y.

Ces niveaux attestent de périodes de transgression au cours desquelles les apports clastiques sont piégés en amont. La bioturbation importante est due à la colonisation du fond par les organismes marins. Ces organismes (Nummulitidés, Alvéolines, échinides etc.) sont particulièrement abondants au sommet des corps gréseux. A l'intérieur du Corps X, les niveaux cimentés jouent le rôle de barrière de perméabilité et séparent des compartiments à caractéristiques faciologiques différentes.

**Faciès 13 et 14 MARNES A NUMMULITES ET NIVEAUX D'ACCUMULATION FAUNISTIQUE :
DEPOTS DE PLATE-FORME.**

Les corps gréseux s'intercalent dans des marnes bleutées homogènes qui contiennent un fort pourcentage de Nummulitidés (faciès 13). Elles contiennent aussi une faune variée de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinides. Un litage discret s'observe dans ces marnes lorsque les conditions d'affleurement le permettent. Des couches carbonatées (faciès 14) tabulaires, très continues, formées par une accumulation de microorganismes (Nummulites), s'intercalent dans ces marnes entre les corps gréseux et constituent des niveaux marqueurs très continus (ils peuvent être suivis en direction du bassin dans toute la série même lorsque celle-ci devient entièrement argileuse). Ces niveaux se forment pendant les périodes de transgression maximale et de condensation au cours desquelles la sédimentation clastique est très réduite favorisant ainsi le développement et la concentration des organismes benthiques (Nummulitidés...).

HIERARCHIE : 3 ORDRES DE DISCONTINUITES

1. Surfaces limites d'unités gréseuses
Extension : - à l'échelle du réservoir
Caractères : - érosif (base des corps gréseux vers l'amont)
- inondation (sommet des corps gréseux)
- downlap (base des corps gréseux vers l'aval)
2. Surfaces limites de groupes de faciès génétiquement liés
Extension : - pluridécamétrique
Caractères : - érosif
- inondation ou abandon
- downlap
3. Surfaces limites de lamines et de "bedsets"
Extension : - métrique à décimétrique

Origine :

- * Autocyclique : liés aux processus sédimentaires (avulsion, migration...)
- o Allocyclique : liés aux processus extérieurs au système sédimentaire (climat, subsidence, eustatisme)



Fig. 18 : Types de discontinuités

V - LES DISCONTINUITES

La corrélation des horizons lithologiques les plus continus, à partir des coupes et des sections de terrain, a permis de reconnaître et de hiérarchiser divers types de discontinuités qui limitent ou compartimentent les corps réservoirs (Fig. 18). Ces discontinuités s'expriment par des surfaces de concordance ou d'érosion qui soulignent des changements de faciès abrupts. Des niveaux de cimentation s'associent à ces discontinuités. Ces discontinuités séparent des faciès ou des groupes de faciès similaires ou différents (Fig. 19). Leur géométrie, leur extension et leur signification dans le cadre d'un modèle stratigraphique revêt une importance particulière pour la compréhension et la localisation des barrières de perméabilité dans les corps réservoirs.

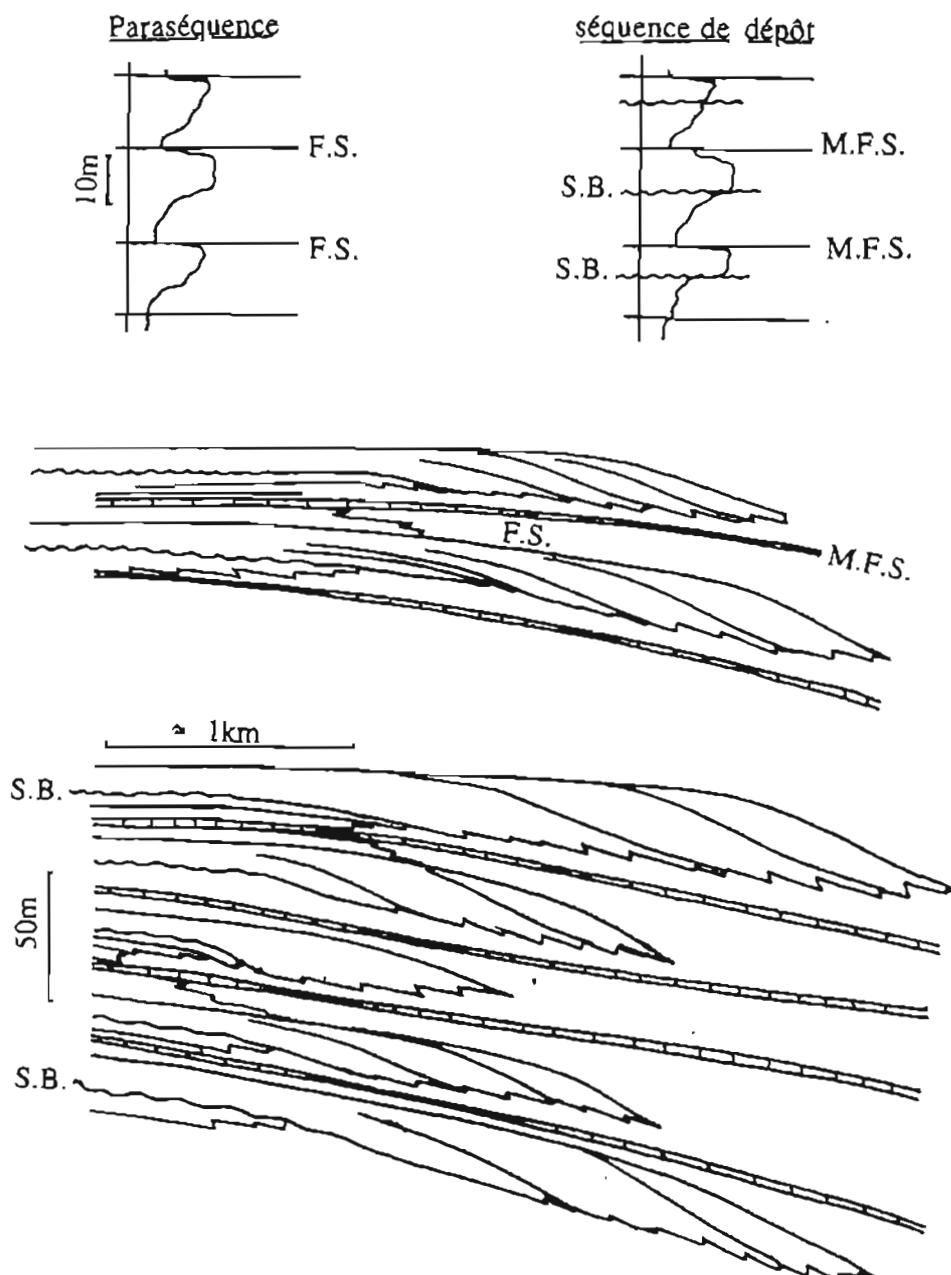


Fig. 19 : Séquence de faciès, séquence de dépôt, paraséquence et hiérarchie des séquences de dépôt : quelques rappels

- ✓ Surfaces limites d'unités gréseuses
- ✗ Surfaces limites de faciès génétiquement liés
- ✓ Surfaces limites de lamines et de "bedsets"

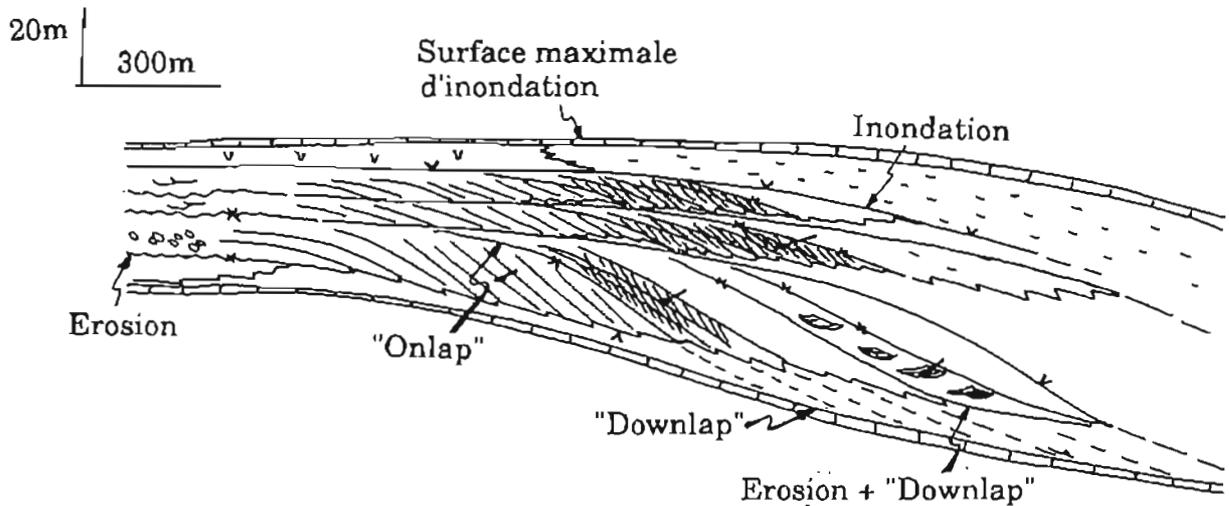


Fig. 20 : Types de discontinuités dans un corps gréseux d'architecture interne complexe (inspiré du corps Y)

V.1. SURFACE D'EROSION

Les grès de Roda sont composés d'un ensemble de séquences élémentaires ("simple séquence" dans la terminologie de Vail) limitées par des surfaces d'érosion dans la partie proximale du système, équivalentes à des surfaces de concordance vers le bassin. Ces séquences correspondent à des séquences de quatrième ordre comparées à la séquence de troisième ordre qui correspond à l'ensemble du cycle transgressif-régressif des grès de Roda. La fig. 18 souligne l'importance des notions d'épaisseur et de durée respectives des séquences de 3ème et 4ème ordre.

Dans la partie proximale du système deltaïque, la base des corps gréseux se marque par un contact érosif net qui exprime un abaissement du niveau de base entraînant un "downward shift" des faciès fluviaux. Ces types de surface revêtent une importance majeure puisqu'elles correspondent aux limites de séquences mineures, ou cycles de 4ème ordre. A plus petite échelle des contacts érosifs s'observent fréquemment entre les barres de type "Gilbert delta". Dans ce cas, celles-ci relèvent de processus autocycliques tels que migration latérale ou compensation. Des érosions sont aussi visibles à la base des faciès à mégarides sigmoïdes : elles traduisent des variations relatives mineures du niveau de la mer ponctuant la progradation de la partie distale du corps Y.

V.2. SURFACE D'INONDATION

Ce sont toutes les surfaces qui expriment un arrêt des apports clastiques. Elles se marquent par une colonisation de microorganismes benthiques. Ce sont généralement des niveaux plus cimentés (en raison de la diagenèse précoce) et présentant une grande extension latérale. Ils soulignent le sommet des corps gréseux où apparaissent à l'intérieur de ceux-ci lorsque plusieurs séquences sont amalgamées (cas du corps Y) : ce sont alors des barrières de perméabilité potentielle. Ces niveaux, à l'intérieur ou au sommet des corps gréseux (cas du corps X ou du corps Y), de grande extension latérale, ont valeur de surface de transgression à l'échelle des séquences mineures et soulignent une relation de type "Toplap" avec les faciès sous-jacents.

Elles diffèrent des surfaces d'abandon entre chaque barre de type "Gilbert delta" par leur origine allocyclique et par leur extension à l'échelle du réservoir. Les surfaces limitant les barres de "Gilbert delta" ont une extension limitée et résultent, pour la plupart, de la migration latérale des dépôts (i.e. processus autocycliques).

V.3. SURFACE DE PROGRADATION OU DE "DOWNLAP"

Ce sont les surfaces basales, limites des corps gréseux, sur lesquelles viennent se biseauter les "bottomsets" argileux de tous les grands "foresets". Ces surfaces ne sont pas toujours clairement exprimées puisqu'elles correspondent à un passage graduel des marnes vers les grès. La surface basale de downlap est équivalente aux surfaces d'érosion en amont.

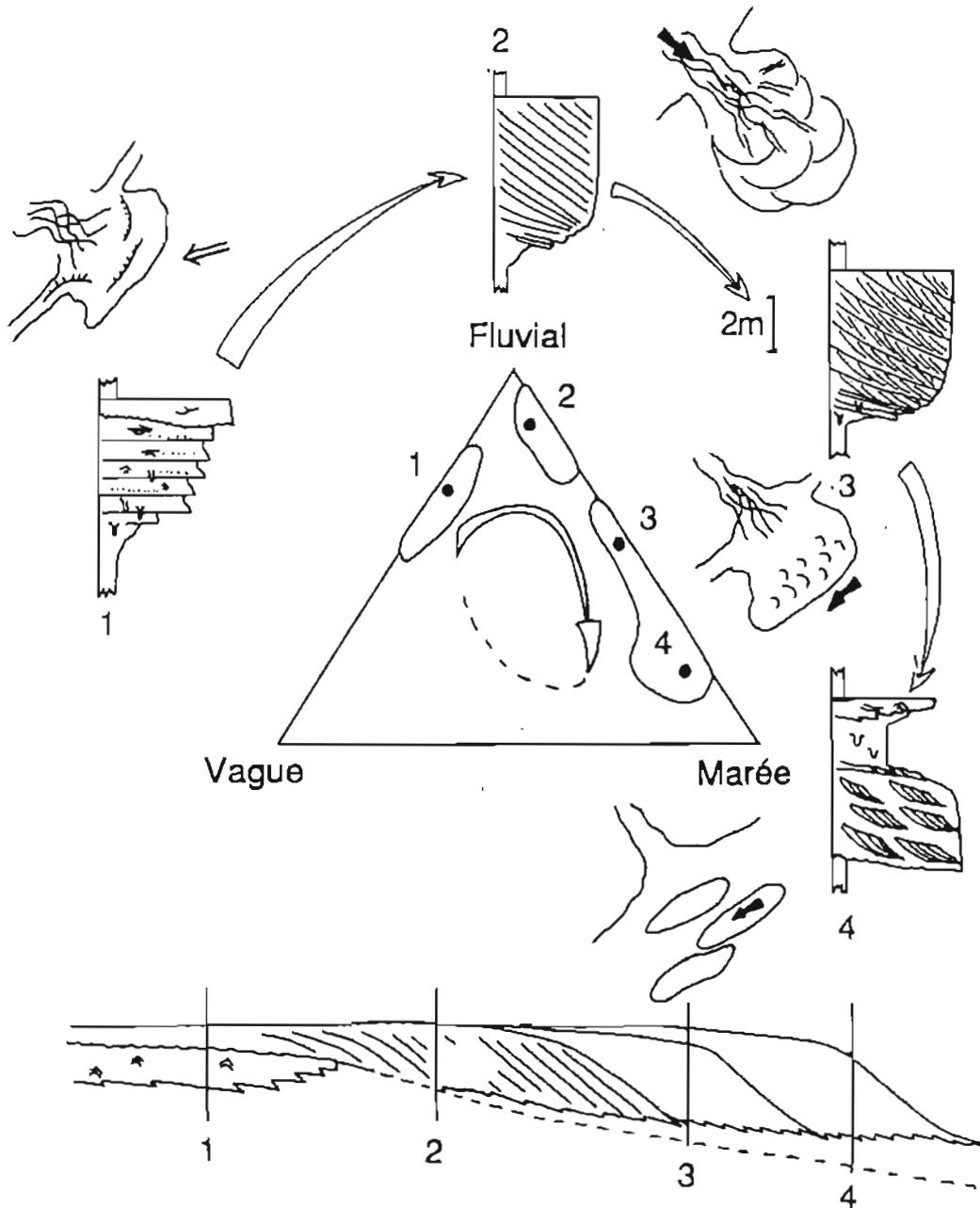


Fig. 21 - Evolution des mécanismes de dépôt et des appareils deltaïques au cours de la progradation d'un corps gréseux.

VI - CONCLUSIONS

VI.1. ANALYSE DES FACIES

La description et l'interprétation des faciès des grès de Roda a permis de mettre en évidence leur caractère deltaïque mixte (houle, marée et fluvial). Par analogie avec les systèmes deltaïques actuels et sur la base de l'analyse des faciès, les systèmes deltaïques anciens peuvent être dans une première approche simplificatrice replacés sur la classification triangulaire des deltas (Galloway, 1975) (Fig. 21). Les grès de Roda correspondent à un système deltaïque mixte à influence de marée. Les faciès à dominance de houle sont volumétriquement moins importants car restreints aux périodes précédant les progradations deltaïques majeures, périodes au cours desquelles les apports détritiques sont piégés sur la bordure du bassin.

D'amont en aval trois environnements de dépôts distincts ont été identifiés:

1. Dans la partie amont, les faciès montrent une prédominance des processus liés à l'arrivée des apports fluviaux dans le bassin et d'un remaniement par l'action des vagues à l'embouchure de distributaires en tresse (Fig. 22).

2. Vers le large, dans un stade d'évolution suivant, se développent des barres présentant des foresets géants formés de sables grossiers: Ceux-ci constituent des barres deltaïques, sorte de "Gilbert deltas", développées au débouché du système de rivières en tresse. Ces barres progradent rapidement en direction du SW dans le bassin en période de chute et/ou de stabilité relative du niveau marin. Ces barres de formes lobées ont une extension longitudinale de 200 à 500 mètres et une épaisseur de 10 à 15 mètres (Fig. 22a).

3. Dans la partie aval, les faciès montrent une prédominance des processus tidaux le long de grandes surfaces de progradation dirigées vers le SW: ce sont des "bedsets" de forme sigmoïde associés à des foresets plurimétriques qui constituent des barres subtidales. Ces barres allongées ont une largeur de 300 à 500 m pour une épaisseur de 20 à 15 mètres (Fig. 22b).

Des faciès intermédiaires, résultant de la combinaison des processus fluviaux et de marée (foresets composites), s'observent dans la partie médiane du système et contribuent à la complexité de l'architecture générale de cet appareil deltaïque.

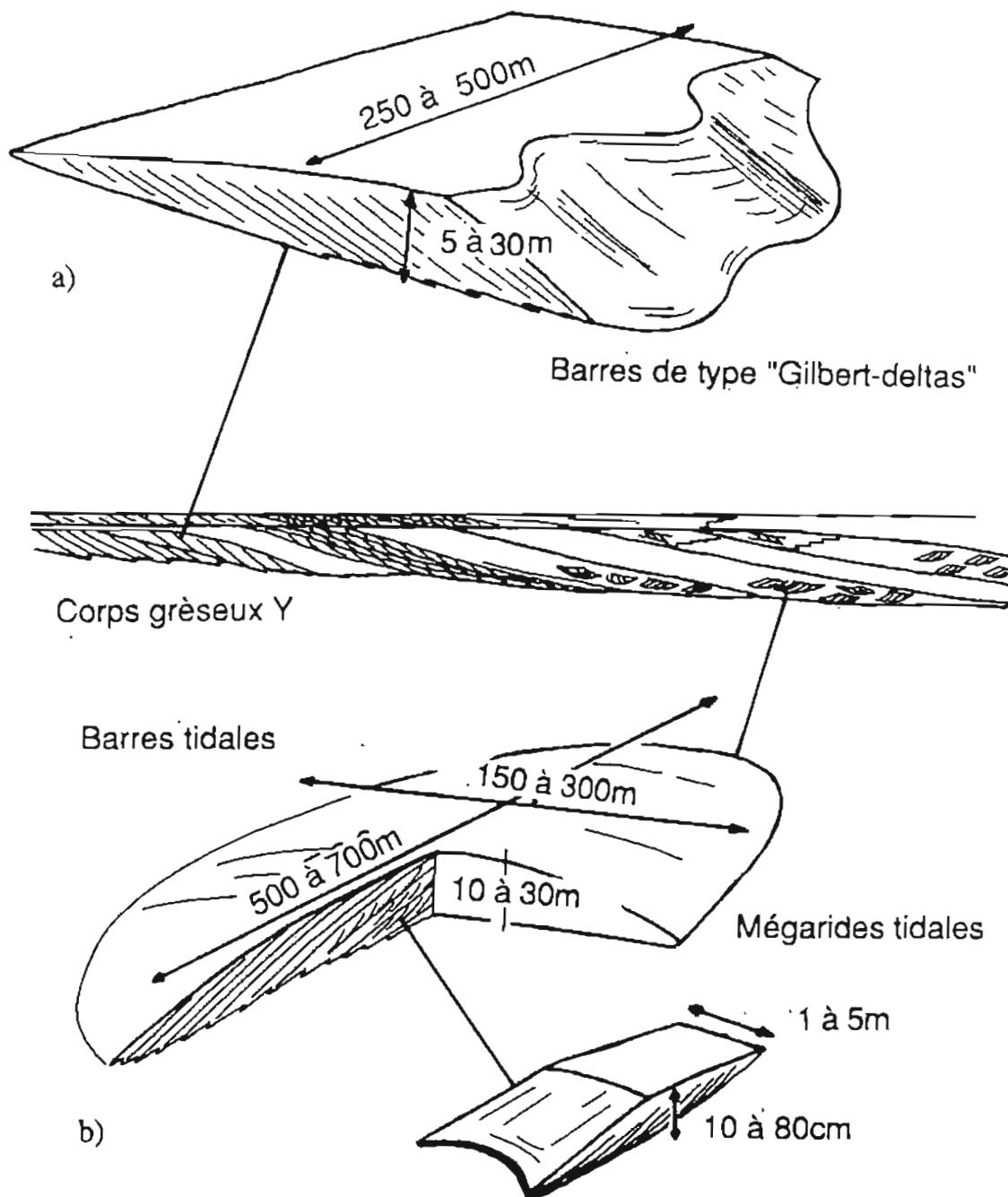


Fig. 22: Formes sédimentaires simples partiellement préservées dans l'unité Y.

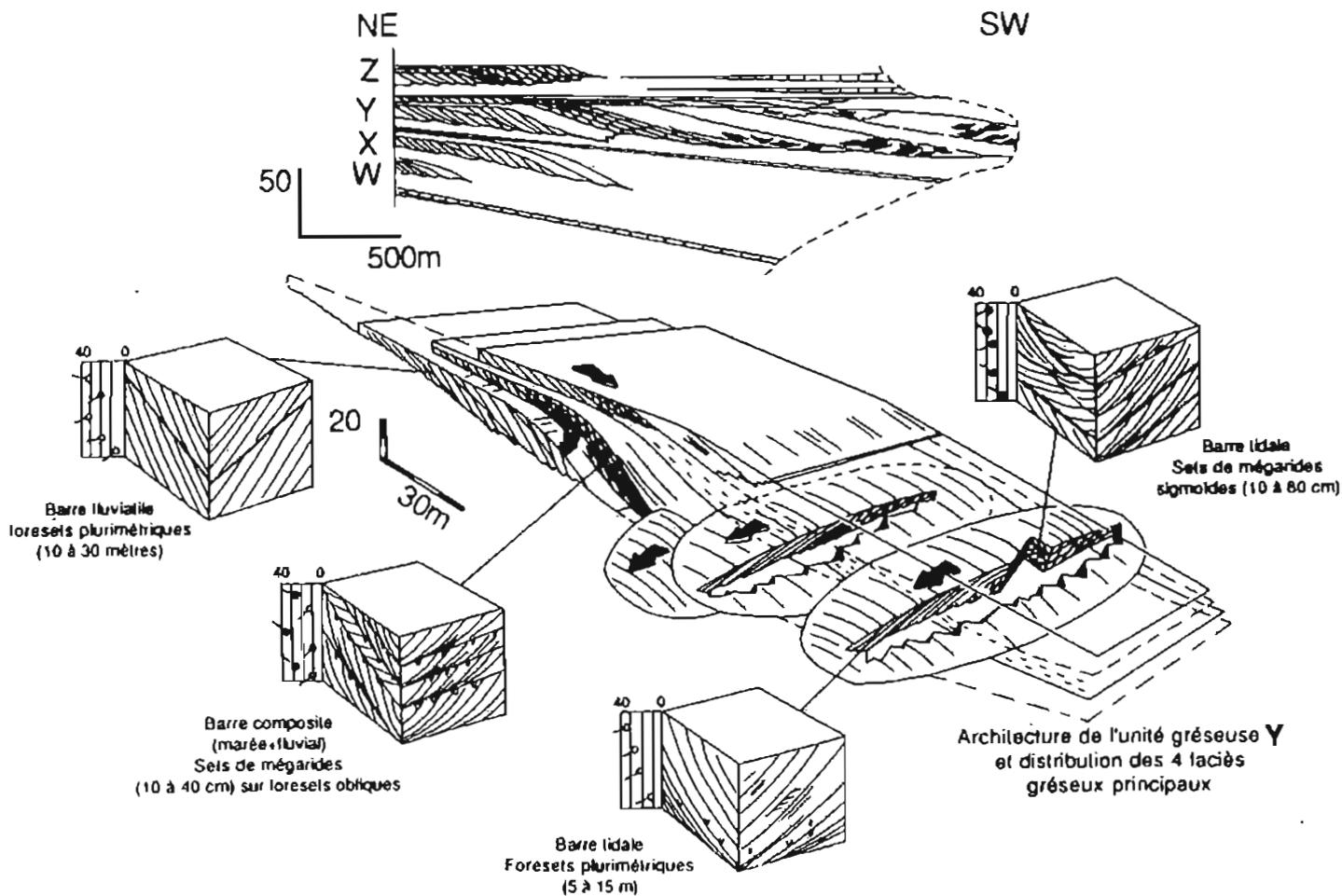


Fig. 23 : Géométrie du corps Y et faciès réservoirs principaux

L'analyse des données concernant l'architecture, la géométrie et l'agencement vertical des corps gréseux souligne les limites d'un modèle sédimentologique uniquement élaboré sur la base de l'analyse des faciès (Fig. 23).

La stratigraphie et l'architecture interne des grès de Roda mettent en évidence le caractère diachrone des diverses associations de faciès correspondant à trois environnements de dépôt distincts. Chaque corps gréseux apparaît une juxtaposition latérale de faciès, résultat d'une évolution complexe dans le temps et dans l'espace des mécanismes de dépôt en relation avec des stades successifs de variations relatives du niveau de la mer.

VI.2. CYCLES ET PROCESSUS ALLOCYCLIQUES

Les développements récents de la stratigraphie séquentielle soulignent, en effet, le rôle essentiel des processus sédimentaires allocycliques (i.e. extérieurs au milieu de dépôt : subsidence, eustatisme, tectonique...), dans la genèse et la succession verticale des corps réservoirs.

Dans cette approche, les Grès de Roda sont décrits non seulement comme une succession de faciès latéralement et verticalement juxtaposés, mais aussi comme une succession de couches ou de strates ayant un agencement stratigraphique précis traduisant le caractère cyclique des dépôts: l'alternance de phases de progradation argilo-gréseuses régressives et de phases transgressives caractérisées par l'accumulation de dépôts marins plus argileux et bioclastiques est l'expression la plus évidente de cette cyclicité.

Un corps gréseux est le résultat d'une ou de plusieurs périodes de progradation et de rétrogradation (i.e. régression et transgression) contrôlées par les variations relatives du niveau de la mer. Au gré de ces fluctuations, les sédiments clastiques se déplacent plus ou moins loin sur la plate-forme, dans l'axe de progradation du système deltaïque. A ce stade de la discussion, il nous a semblé nécessaire de rappeler plusieurs notions fondamentales qui découlent de la stratigraphie séquentielle et de son application à l'échelle des cycles deltaïques.

VI.2.1. Rappel de quelques notions fondamentales

L'agencement et la géométrie externe des corps gréseux deltaïques sont largement conditionnés par la capacité que possède le système sédimentaire soumis à l'action de différents processus (i.e. fluvial, vague, marée) à combler l'espace disponible ou accommodation (Jervey, 1988, Posamentier et Vail, 1988). L'espace disponible est l'espace compris entre le niveau marin et le fond du bassin à un instant donné (Fig. 24).

La notion d'espace disponible est différente de celle de bathymétrie; l'espace disponible varie en fonction de la subsidence et de l'eustatisme. La bathymétrie est l'espace disponible non utilisé par les sédiments et varie en fonction du comblement de l'espace disponible par les sédiments.

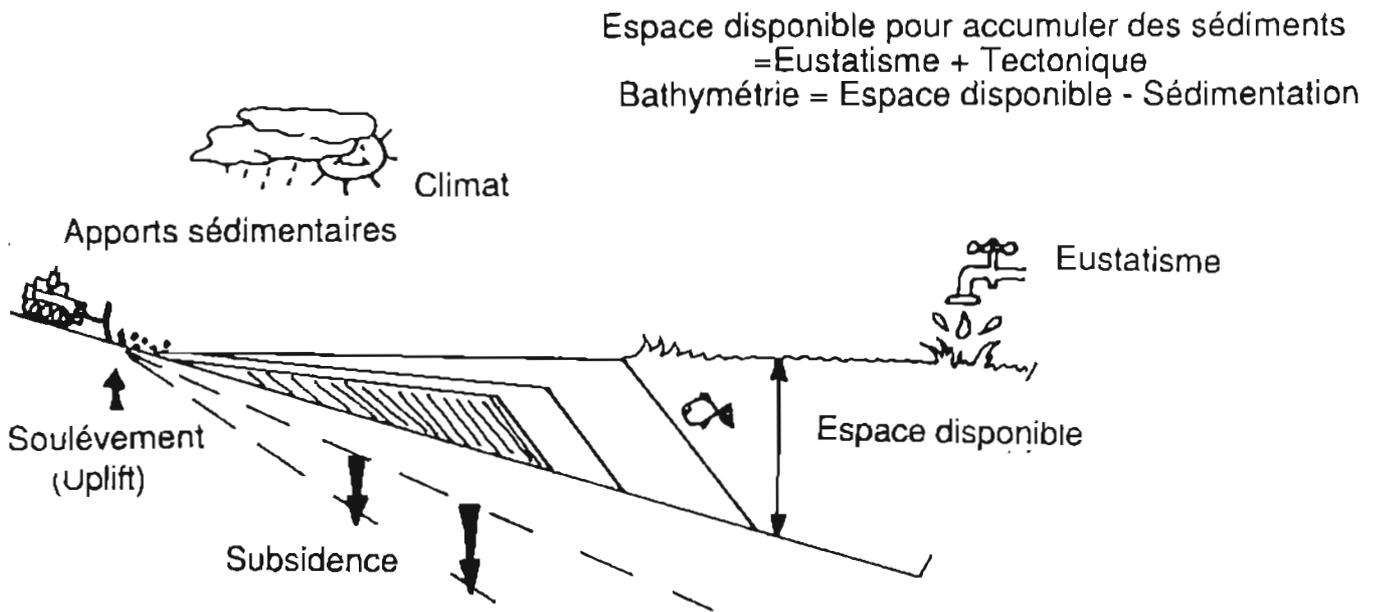


Fig. 24 - Processus contrôlant la sédimentation

Dans les environnements fluviaux, l'espace disponible dépend du profil d'équilibre et du niveau de base. Les rivières tendent vers leur profil d'équilibre, qui s'ajuste sur leur niveau de base (i.e. niveau d'un lac ou de la mer; sensu Posamentier et Vail 1988). Le long de ce profil longitudinal idéal, la rivière charrie le sédiment avec le moins d'énergie possible. Ce profil idéal n'est jamais atteint, toute modification du niveau de base entraînant un réajustement du profil d'équilibre. De façon générale, lorsque le niveau de la mer augmente, les rivières cherchent à aggrader alors qu'au contraire, lorsqu'il baisse, les rivières érodent.

Ces notions s'appliquent à un système deltaïque tel que les grès de Roda: chaque corps gréseux est décrit comme une séquence de dépôt élémentaire présentant vers l'amont une surface d'érosion nette, à la base d'un remplissage fluvial. Ces surfaces sont l'expression d'un abaissement du niveau de base entraînant une incision fluviale et un "downward shift" des faciès littoraux. L'érosion se produit vers l'aval jusqu'à un point appelé point d'équilibre où le taux de subsidence est égal au taux de chute du niveau de base.

Le volume des apports sédimentaires apparaît comme un paramètre important qui conditionne l'espace disponible utilisé et donc la géométrie finale des corps gréseux deltaïques. C'est d'autant plus vrai pour les grès de Roda mis en place dans un contexte de bassin d'avant pays, où les reliefs bordiers en cours de surrection fournissent un volume important de sédiments. Il apparaît cependant relativement difficile de quantifier ces apports, de la même manière qu'il est difficile de quantifier le taux de remaniement par les courants côtiers tidaux par rapport à la variation de l'espace disponible à un instant donné.

La proximité de la source d'apport est un des facteurs principaux qui conditionne l'immaturation des sédiments : le caractère immature des grès de Roda dans leur partie proximale atteste de la proximité de la source de sédiments.

La subsidence, liée au "tilt" tectonique, a pour effet d'augmenter l'espace disponible vers le bassin, en même temps que les bordures du bassin se soulèvent. Il en résulte, depuis la source de sédiment et jusqu'au point d'équilibre, que les limites de séquences mineures s'expriment par des surfaces d'érosion passant vers le large (au-delà du point d'équilibre) à des surfaces de concordance et/ou de downlap.

Les séquences de faciès vers le bassin sont alors de type "shallowing up" (paraséquences) limitées par des surfaces d'inondation bien exprimées. Au contraire, les séquences de faciès sur la bordure du bassin se caractérisent par des surfaces d'érosion, expression de l'érosion fluviale.

Les processus sédimentaires de houle et de marée dépendent largement de la configuration du bassin et ont un rôle prédominant dans l'agencement et la géométrie des dépôts surtout pendant les périodes de transgression.

VI.4. CORTEGES SEDIMENTAIRES OU STADES D'EVOLUTION (Fig.25 à 28)

Les corrélations de l'amont vers l'aval permettent de reconstituer un modèle simplifié de séquence de dépôt mineure dans lequel quatre stades principaux d'évolution peuvent être définis. Ces stades d'évolution miment à petite échelle l'enchaînement des "systems tracts" définis à l'échelle des séquences sismiques, dites de troisième ordre (Vail *et al.* 1988). (N.B.: Le terme séquence de dépôt est ici utilisé indépendamment de toute échelle temps.)

Quatre stades principaux d'évolution ont été distingués. Ces stades d'évolution diachrones se différencient par des faciès et des géométries particulières. La terminologie des "systems tracts" définie par P. Vail à l'échelle des séquences de 3ème ordre (échelle sismique) bien que s'avérant en partie inadaptée à la description des séquences de 4ème ordre) est utilisée pour désigner ces stades d'évolution. Ces stades d'évolution sont d'échelle, d'origine et de durée différentes de celles des "system tracts" qui forment les séquences de troisième ordre dont la durée varie de 1 à 3 M d'années.

a) PÉRIODE DE CHUTE DU NIVEAU DE BASE (Fig. 25)

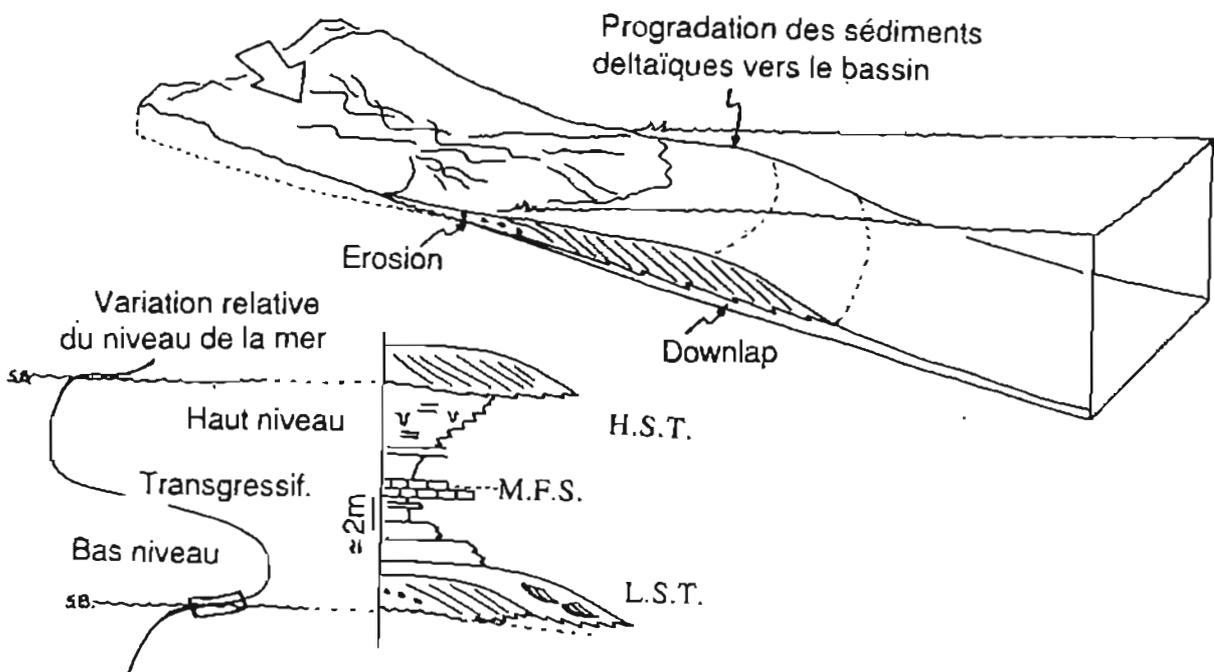


Fig. 25 : Période de chute du niveau de base : Stade 1

Au cours d'un abaissement du niveau de base, un "downward shift" des faciès gréseux se produit en direction du bassin en même temps que se produit une érosion dans la partie amont (*i.e.* limite de séquence). Des barres deltaïques à dominance de houle puis des barres à grands foresets (sorte de "Gilbert" delta) progradent rapidement sur la plate-forme à mesure que la physiographie du fond se modifie en fonction du comblement de l' espace disponible par l'accumulation du sable sur le fond. En même temps vers l'amont les rivières commencent à se remplir.

Cette période à la même signification que les "Low Stand" des séquences de troisième ordre.

b) PERIODE DE DEBUT DE REMONTEE (Fig. 26)

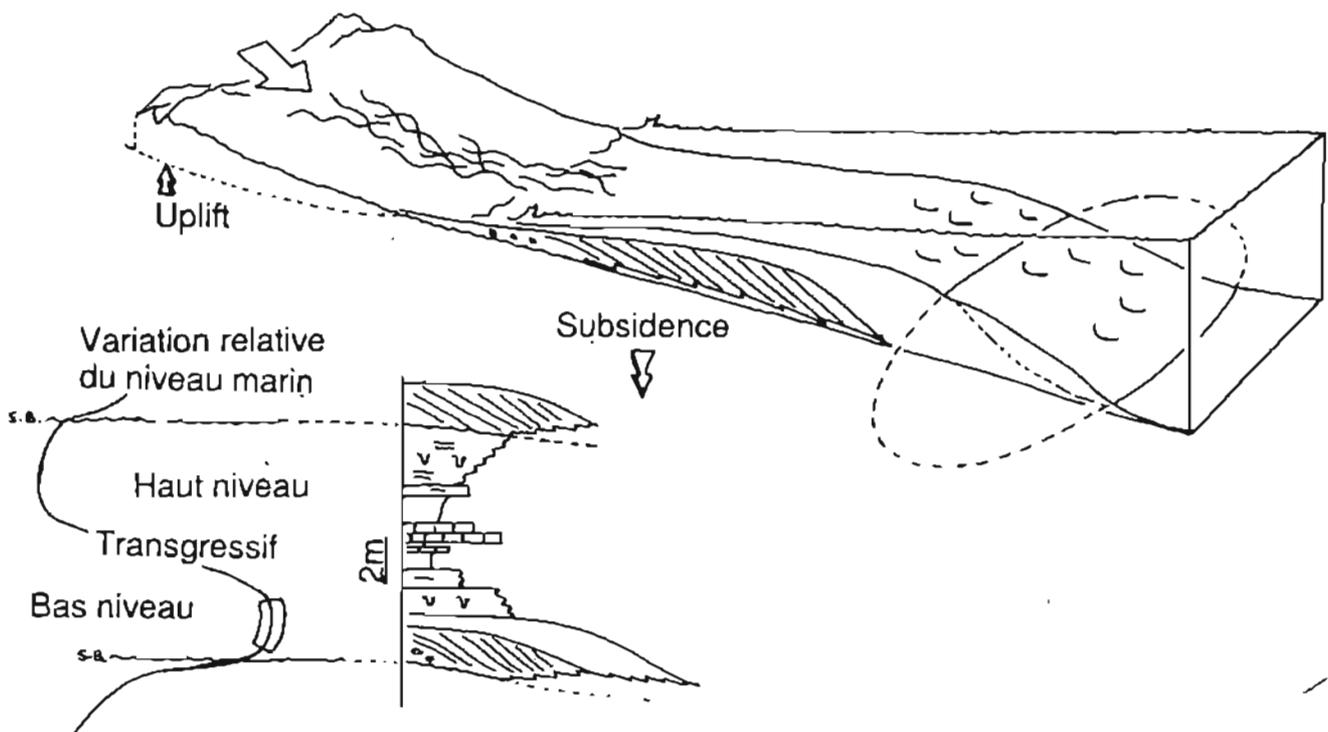


Fig. 26 : Période de début de remontée du niveau de base : Stade 2

Le système deltaïque continue à prograder sur la plate-forme tout en venant en onlap sur les dépôts de "lowstand" initialement déposés. Cette relation géométrique traduit une remontée relative du niveau de base. A mesure que l'espace disponible se comble, la zone de sédimentation migre vers le large dans un espace disponible plus grand. Les courants de marée remanient le sable déjà déposé et mènent à la construction de barres subtidales connecté à un littoral dominé par la houle. Ce stade équivaut au "late lowstand" des séquences de troisième ordre.

c) Période de remontée rapide (Fig. 27)

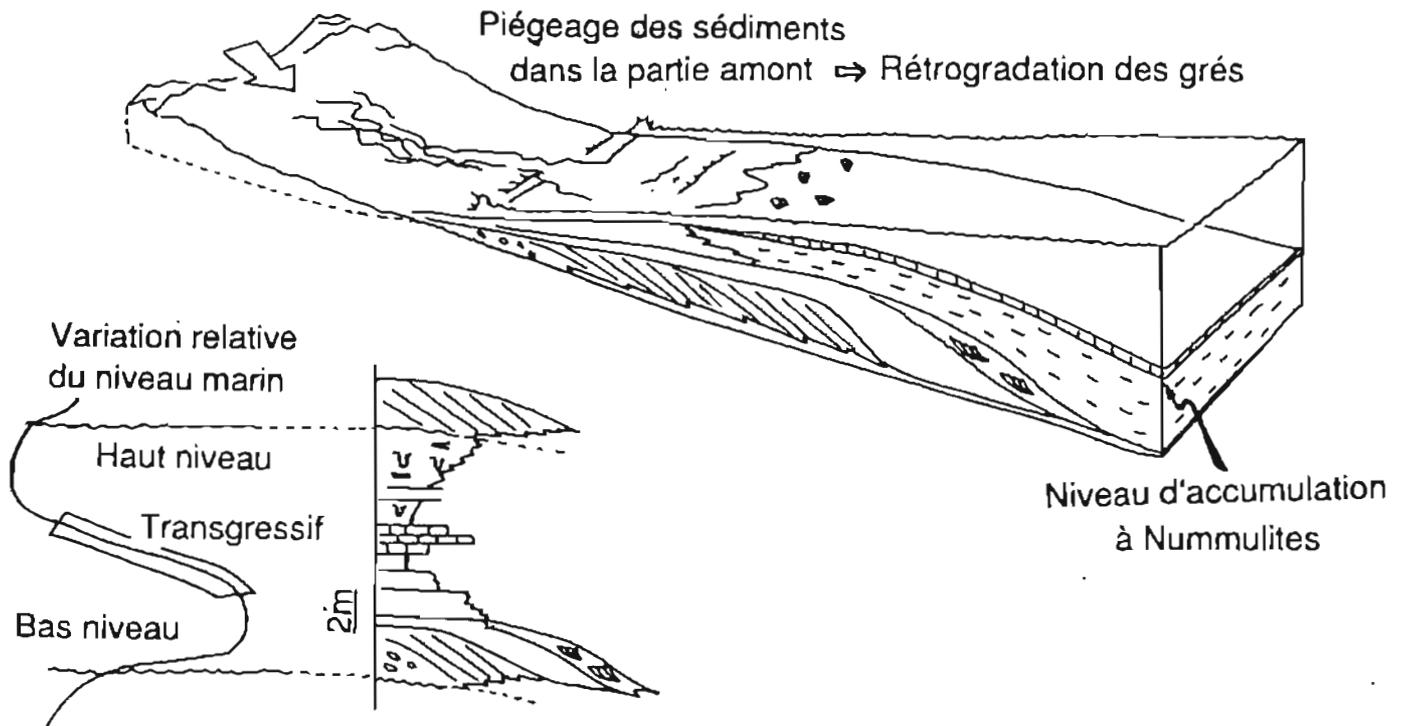


Fig. 27 : Période de remontée rapide du niveau de base : Stade 3

Les apports sédimentaires ne sont plus suffisants pour compenser la remontée relative du niveau de la mer. La ligne de côte migre rapidement vers le continent, le sable est piégé en amont ("landward encroachment"). Lors du maximum de transgression, le bassin est sous-alimenté en sédiment clastique: des niveaux continus d'accumulation faunistique se développent ayant valeur de niveaux de condensation. Pendant cette période, les conditions d'oxygénation, de turbidité et de salinité des eaux sont plus favorables au développement faunistique : de nombreuses espèces se développent (gastéropodes, échinides, huîtres, etc.). Au maximum de la transgression, lorsque les eaux sont les moins turbides, les Nummulites se développent en abondance et forment des niveaux marqueurs continus.

d) PERIODE DE HAUT NIVEAU (Fig. 28)

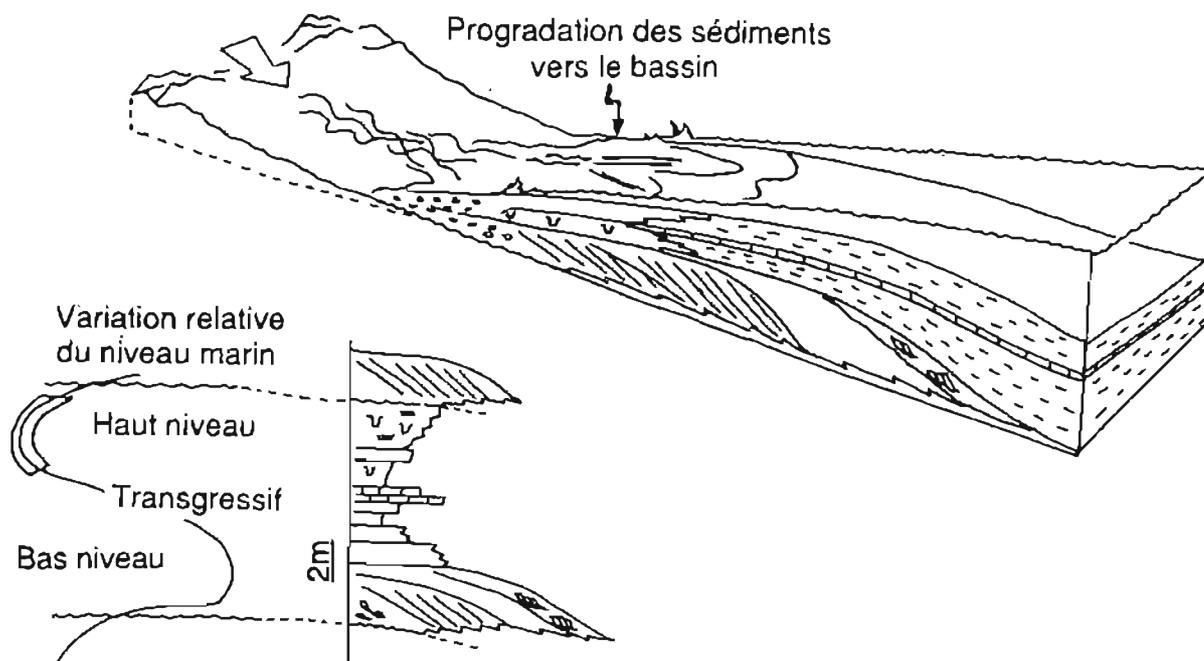
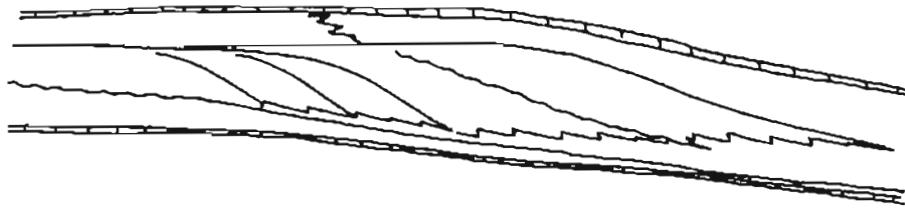


Fig. 28 : Période de début de chute du niveau de base : Stade 4

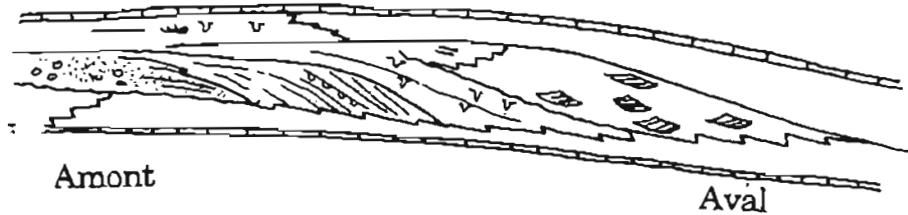
Lorsque la vitesse de remontée du niveau relatif de la mer est minimale ou la plus faible, des petits appareils deltaïques à dominance de houle progradent à nouveau sur la bordure du bassin dans une tranche d'eau faible. Vers le bassin, des marnes se déposent par décantation. Les conditions de vie deviennent progressivement à nouveau défavorables aux organismes benthiques en raison d'un retour d'eaux plus turbides. Ce stade est équivalent au "High Stand" des séquences de troisième ordre.

Les processus fluviaux, de marée et de houle, dominent tour à tour en fonction de la position du niveau marin relatif au cours d'un cycle de progradation deltaïque. En période de haut niveau marin relatif, les deltas montrent une prédominance des processus de houle en relation avec la configuration de la ligne de côte et d'un profil bathymétrique relative plat. Au contraire, lorsque le niveau relatif chute, les appareils deltaïques se déplacent rapidement vers le large. A mesure que ceux-ci progradent le profil bathymétrique devient plus penté sur la plate-forme. Ensuite à mesure que le niveau marin remonte et que les

Discontinuités



Faciès



Lignes-temps.

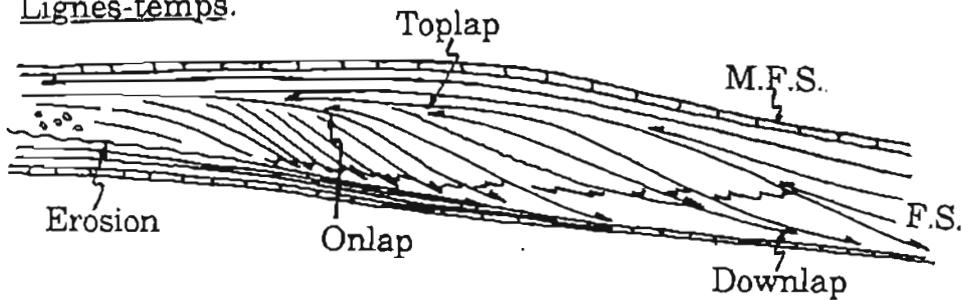


Fig.29: Modèle de séquence de dépôt élémentaire:

apports fluviaux sont piégés en amont, le sable est remanié sur le front du delta par les courants de marée (deltas de type mixte fluvial-marée; Fig. 21). Enfin, lorsque la tranche d'eau est suffisamment importante, le sable est entièrement piégé sur le littoral en même temps que les apports sédimentaires diminuent ou se réalisent sur un espace plus large. Quatre types de deltas se succèdent donc au cours d'un cycle transgressif-régressif (Fig. 21). Ces stades successifs se caractérisent par la construction d'appareils deltaïques à dominance de houle, de marée, fluviale et/ou mixtes. La représentation de chaque type de delta sur la classification triangulaire de Galloway (1975) (Fig. 21) résume de manière très schématique l'évolution dans le temps et dans l'espace des mécanismes de dépôt en fonction de la position relative du niveau de la mer et de la position de la ligne de côte. Les quatre stades d'évolution décrits ci-dessus se caractérisent par un changement des faciès mais aussi de l'architecture des corps gréseux (Fig. 29). Le degré de complexité de

l'architecture interne le plus complexe est atteint avec le corps Y. Ce dernier résulte de la superposition verticale de 3 ou 4 cycles mineurs dont l'architecture interne résulte aussi de l'interférence de cycles de 4ème et 5ème ordre. La partie aval du corps Y est formé d'une alternance de biseaux progradants argileux et gréseux formés de dépôts de "shoreface", séparés par des contacts érosifs nets. Ces grès passent par le long de grandes surfaces de progradation à des grès à mégarides sigmoïdes: barres subtidales. La hauteur des surfaces de progradation est égale voire inférieure à la bathymétrie dans la quelle se sont formées les barres tidales soit une vingtaine de mètres environ. Les dépôts les plus profonds, constitués de grès bioturbés, ont été tronqués lors d'une période de chute relative du niveau marin intervenant au cours de la phase finale de progradation du corps Y (cycle de 5ème ou 6ème ordre).

VI.5. HIERARCHIE DES SEQUENCES (Fig. 30)

L'ensemble des grès de Roda représente un intervalle de temps relativement court. Sa durée totale n'excéderait pas 1 M d'années, correspondant à la partie supérieure de la zone à *Binodosus*, Np11 (Jimenez, 1988). Aucun calage précis par rapport à la charte des cycles eustatiques (Haq *et al.* 1978) n'a jusqu'alors été réalisé.

L'ensemble des grès de Roda est interprété comme un prisme de bas niveau et un intervalle transgressif (Mutti *et al.* 1988), développé pendant un cycle de variation du niveau de la mer dont la durée est comparable à celle des cycles eustiques (séquence de troisième ordre de P. Vail).

Les cycles élémentaires transgressifs/régressifs ponctuant la succession deltaïque étudiée, correspondent donc à des cycles dits de quatrième ordre par rapport aux cycles de la charte de Haq *et al.* Ces cycles ont été tour à tour décrits dans la littérature en fonction des époques et de l'enchaînement vertical de faciès observés sous un vocable varié: "para-séquence" (Van Wagoner *et al.* 1987, 1988); "simple sequence" (Vail et Sangree, 1989), "pacs" (Goodwin et Anderson, 1985) "genetic increment of strata" (Bush 1971) (Bush et West, 1987) "depositional event" (Frazier, 1974) ou "genetic sequence"(Cross, 1988): Ce vocable varié recoupe généralement les associations de faciès ou séquences de faciès que les sédimentologues utilisent de manière conventionnelle pour décrire les successions verticales de faciès: ce sont les "briques élémentaires" utilisables en stratigraphie haute résolution.

Les grès de Roda sont formés de 7 à 8 cycles mineurs correspondant à plusieurs corps gréseux verticalement superposés et séparés par des argiles transgressives. Si l'on considère que la majeure partie du temps est enregistrée dans les niveaux à Nummulites correspondant à des horizons condensés, on peut raisonnablement penser que chaque phase de progradation argilo-gréseuse n'excède pas une durée de 20 000 à 100 000 ans. La base de l'ensemble du cortège de bas niveau (= limite de séquence de dépôt) pourrait correspondre à la base du corps X car c'est le premier "downward shift" important que l'on rencontre verticalement dans la série (les séquences de faciès sous-jacentes montrent par ailleurs des caractères marins plus affirmés et une influence de la houle plus marquée).

VI.6. DISTRIBUTION DES FACIES TIDAUX (Fig. 30)

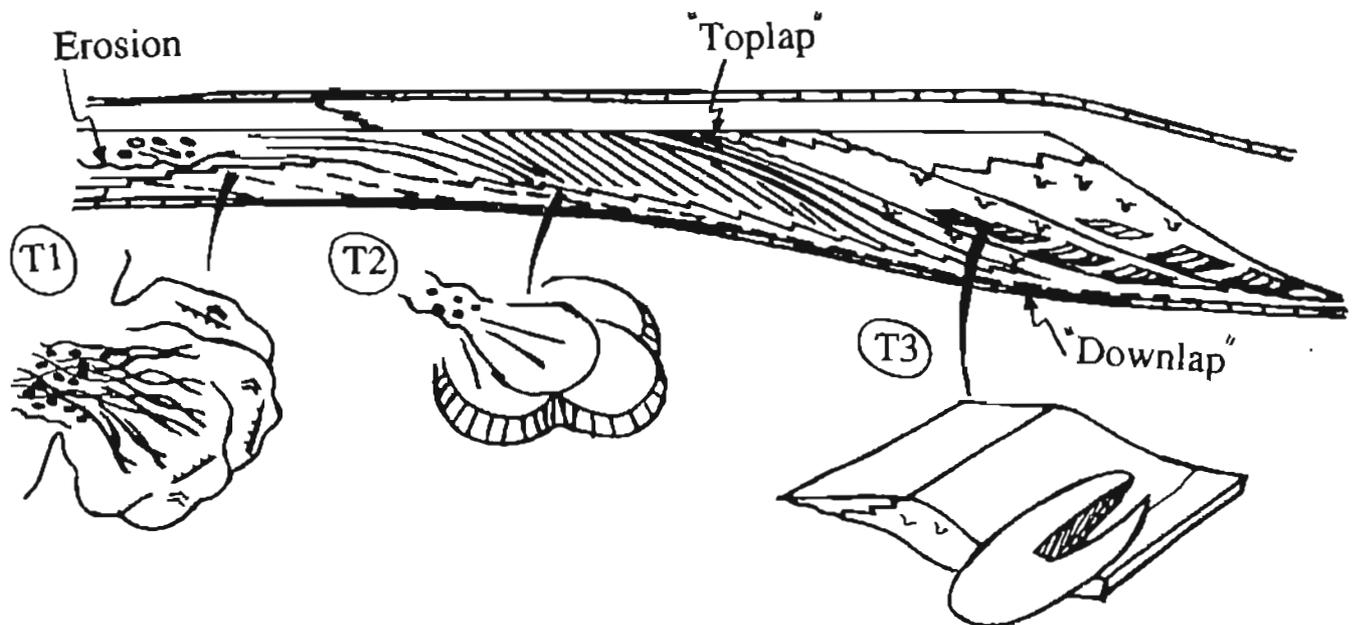


Fig. 30 : Compartimentage faciologique des corps gréseux

Pendant une période de progradation deltaïque, les faciès deviennent sur une même verticale, de moins en moins marins et profonds (*i.e.* séquence de faciès "shallowing up"). Ces séquences de faciès, enregistrant une diminution de la bathymétrie, s'empilent verticalement ("aggradational stacking") pour ensuite rétrograder vers le continent ("landward stepping"). La superposition verticale d'évènements progradants, résulte de

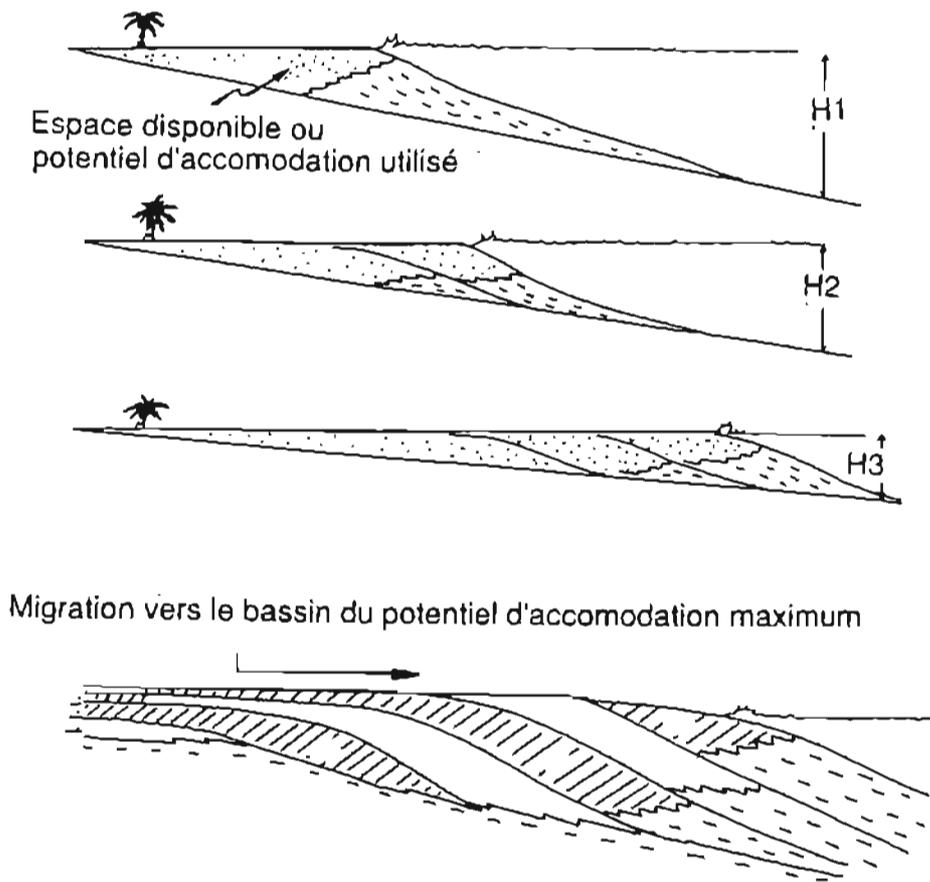


Fig.31: Illustration de la notion de potentiel d'accomodation

l'interaction complexe entre subsidence, eustatisme et apports sédimentaires. Au cours de la sédimentation, il existe à tout moment un espace disponible pour accumuler du sédiment entre le niveau de la mer (ou du lac) et le fond du bassin. Cet espace disponible ou potentiel d'accommodation est minimum lorsque le niveau de la mer chute au point d'inflexion de la courbe eustatique (Posamentier et Vail, 1988).

Au contraire, il est maximum lorsque le niveau de la mer atteint le point d'inflexion de la courbe de remontée du niveau de la mer. Le potentiel d'accommodation en un point est égal au volume maximum de sédiment qui pourrait se déposer si, assez de sédiment était transporté en ce point. L'espace disponible n'est généralement pas entièrement utilisé ; l'espace disponible réalisé est alors représenté par la différence entre l'espace disponible et l'espace inutilisé. La géométrie des événements progradants sur la bordure d'un bassin est donc contrôlée par les variations géographiques du potentiel d'accommodation (Fig. 31) (Cross, 1988). La morphologie du fond qui découle directement de la manière dont l'espace disponible est comblé, conditionne indirectement l'importance et la façon dont s'enregistrent l' action des courants de marée ou de houle.

Le potentiel d'accommodation augmente depuis la plaine côtière vers le bassin. Lorsque ce gradient change, il en résulte un découpage en différents faciès.

En fonction de la position stratigraphique des corps gréseux considérés, la géométrie et le pourcentage relatif des faciès deltaïques par rapport aux faciès tidaux varient énormément (Fig. 30).

Dans les unités progradantes (telle que le corps X) un volume plus important de sédiments de barres d'embouchure de type "Gilbert" s'accumulent par rapport aux faciès retravaillés par les courants de marée, volumétriquement moins importants. L'espace disponible, au moment du dépôt du corps X, n'est pas entièrement utilisé vers le bassin; cet espace inutilisé augmente d'autant plus l'espace disponible pour le dépôt du corps Y.

Au contraire, dans chaque événement progradant constituant le corps Y, l'espace disponible augmente rapidement vers le bassin. Cet espace est plus réduit vers le continent (Fig. 31). Le sable transporté vers le large est soumis plus largement à la dynamique des courants de marée à mesure que le sable s'accumule de plus en plus loin vers le large dans une tranche d'eau plus profonde. Proportionnellement le rapport entre la quantité de sable remanié par les courants de marée et la quantité de sable déposé sous forme de barres d'embouchure "Gilbert" est beaucoup plus élevée dans le corps Y que dans le corps X.

Le compartimentage en deux catégories principales de faciès que l'on observe est contrôlé par les variations relatives du niveau de la mer et par la migration de l'espace disponible vers le large. Le rapport entre les faciès tidaux et les faciès de barres d'embouchure varie en fonction de la position des événements progradants dans la succession stratigraphique. Ce rapport augmente dans les unités dont l'agencement est progradant (Seaward stepping; corps X) ; il est maximum dans les unités dont l'agencement vertical est aggradant et amalgamé (vertical stacking; exemple corps Y); ce rapport diminue dans les unités rétrogradantes (Landward stepping; exemple corps Z).

Les variations relatives du niveau de la mer apparaissent donc comme l'un des facteurs primordiaux conditionnant la géométrie générale, le compartimentage faciologique et la position des barrières potentielles de perméabilité que sont les niveaux de cimentation. L'architecture interne et les propriétés réservoirs des groupes de faciès dépendent des processus génétiques tels que houle, marée et courants fluviaux.

VII - REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN J.R.L. (1980)** - Sand waves : a model of origin and internal structure. *Sedim. Geol.* 26, p. 281-328.
- BOERSMA J.R. (1969)** - Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerschelde estuary. The Netherlands. *Geologie Mijnb.* 48, p. 409-422.
- BOERSMA J.R. and TERWINDT J.H.J. (1981)** - Neap spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. *Sedimentology.* Oxford, 28, p. 151-170.
- BOERSMA J.R. and VAN GELDER A. (1982)** - Structures and sequences in a Miocene wave-dominated prograding shoreline, lower thine embayment, Germany. 11th Int. Cong. Sedim., Hamilton, 1982, abstr. : 105.
- BUSH P.A. (1971)** - Genetic units in delta prospecting. *Am. Ass. of Petrol. Geologists.* Bull. v. 55, p. 1137-1154.
- BUSH R.M. and WEST R. (1987)** - Hierarchal genetic stratigraphy : a framework for paleoceanography. *Paleoceanography*, V. 2, p. 141-164
- CAMARA P. and KLIMOWITZ J. (1955)** - Interpretation geodinamica de la vertiente centro-occidental sur-pirenaica (Cuenca de Jaca-Tremp) : *Estudios Geol.*, vol. 41, p. 391-404.
- CROSS T. (1988)** - Controls on Coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, western interior U.S.A. In : *Sea level changes : an integrated approach.* Edit. by C.K. Wilgus et al. S.E.M.P. Spe. Publication n° 42, p. 371-380.
- CUEVAS GOZALO M., DONSELAAR M.E., NIO S.P. (1985)** - Eocene clastic tidal deposits in the Tremp-Graus basins in *Excursion guide book.* p. 227-266. 6th European regional meeting, Ucida, Spain.
- DE MOWBRAY T. and VISSER M.J. (1984)** - Reactivation surfaces in subtidal deposits. Osterschelde, southwest Netherlands. *J. Sedim. Petrol.* 54, p. 811-824.

- EICHENSEER H. (1987)** - Facies geology of late Maestrichtian to early Eocene coastal and shallow marine sediments, Tremp-Graus basin, northeastern Spain : Ph. D. thesis, University of Tübingen, 237 p.
- FERRER J., LE CALVEZ Y., LUTERBACHER H.P. & PREMOLI SILVA I. (1973)** - Contribution à l'étude des foraminifères ilerdiens de la région de Tremp (Catalogne). Mem. du Museum Nat. d'Histoire Naturelle, T. XXIX, p. 1-107.
- FONNESU F. (1984)** - Estratigraphia física y análisis de facies de la Secuencia de Figols entre el Rio Noguera Pallaresa e Iscles. Ph. D thesis, Universidad Plutonoma de Barcelona, 317 p.
- FRAZIER (1974)** - Depositional episodes : Their relationship to the quaternary stratigraphic framework in the north western portion of the Gulf basin. University of Texas, Austin, Bureau of Economic Geology, 74-1, p. 28.
- GAEMERS, P.A.M. (1974)** - A study on lower tertiary stratigraphy, paleogeography and tectonics in the Spanish Pyrenees. Koninkl. Nederl. Akademie Van Wetenschappen-Amsterdam, Series B, 77, 3, p. 245-258.
- GALLOWAY W.E. (1975)** - Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In *Deltas : Models for Exploration* (Ed. by M.L. Broussard), p. 87-98. Houston Geol. Soc. Houston.
- GOODWIN and ANDERSON (1985)** - Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, vol. n° 93, p. 515-533.
- GUILLOCHEAU F. et al. (1989)** - Les séquences à haute résolution (13 à 400 Ka.) dans les bassins sédimentaires : relais des processus autocycliques par les contrôles allocycliques. Abstracts du Deuxième Congrès Français de Sedim. - Mémoire A.S.F. Paris, n° 11
- HAQ B.V., HANDEBOL J., VAIL P.R. (1987)** - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, p. 1136-1167.

- HARMS J.C. (1975)** - Stratification and sequence in prograding shoreline environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Pal. Min., Short course n° 2, p. 81-102.
- JERVEY M.T. (1988)** - Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In : Sea level changes : an integrated approach. Ed. C. Wilgus, S.E.P.M. Spec. Publ. n° 42, p. 47-70.
- JIMENEZ (1988)** - Thèse de troisième cycle Université Paul Sabatier, Toulouse
- KLEIN G. (1977)** - Clastic tidal facies. CEPCO. Continuing Education Publication Company. Champaign, Illinois.
- LOUTIT T.S., HANDERBOL J., VAIL P.R., BAUM G.R. (1988)** - Condensed sections : The key to age dating and correlation of continental margin sequences. In : SEPM Spec. Publ. n° 42, p. 183-213.
- LUTERBACHER H.P. (1969)** - Remarques sur la position stratigraphique de la formation d'Ager (Pyrénées méridionales), Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 69, p. 225-232.
- MEY P.H.W., NAGTEGAAL P.J.C., ROBERTI K.J. & HARTEVELT J.J.A. (1968)** - Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain, Leidse Geologische Mededelingen, 41, p. 221-228.
- MIALL A.D. (1978)** - Fluvial sedimentology, pp. 859, Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., Mem. 5, Calgary
- MIALL A.D. (1985)** - Lithofacies types and vertical profile model in braided river deposits : a summary. In : Fluvial sedimentology Can. Soc. Petr. Geol. Mem. 5, p. 597-601.
- MUTTI E., ROSELL J., ALLEN G.P., FONNESU F., SGAVETTI M. (1985)** - The Eocene Baronia tide-dominated delta shelf system in the Ager basin, Excursion n° 13. In : 6th European Regional Meeting Guidebook, Lleida, Sapin, I.A.S., Institut d'Estudis Ilerdencs, 602 p.
- MUTTI E., LUTERBACHER H.P., FERRER J. (1972)** - Schema stratigrafico e lineamenti di facies del paleogene marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona : Mem. Soc. Geol. It., v. 11, p. 391-416.

- MUTTI E. (1985)** - Turbidite system and their relations to depositional sequences. In : Provenance of arenites ed. by G.G. ZUFFA. NATO series, vol. 228, p. 65-93
- MUTTI E., SGAVETTI M., SEGURET M. (1988)** - Sedimentation and deformation in the tertiary sequences of the southern Pyrenees. AAPG.
- MUTTI E. (1989)** - La successione delle arenarie di Aren - Numero speciale di Gruppo informale di Sedimentologia - Supplemento al Vol. 51 del giornale di Geologie, Bologna
- MUTTI E. (in press)** - Relazioni tra stratigrafia sequenziale e tettonica. Mem. Soc. Geol. It. 45 p., 10 Fig.
- NEMEC W. and STEEL R.J.(1984)** - Alluvial and coastal conglomerates : their significant features and some comments on gravelly mass flow deposits. In : Koster E.H. and Steel R.J. Sedimentology of gravels and conglomerates. Canad. Society of Petrol. Geologist., Mem. 10, p. 1-31.
- NIJMAN W. and NIO S.D. (1975)** - The Eocene Montanana delta (tremp-Graus Basin, provinces of Lerida and Huesca, Southern Pyrenees, N Spain). In : The sedimentary evolution of the Paleogene south Pyrenean basin. I.A.S. IX International Congress Nice, 1975, pp. 1-20.
- NIO S.D. (1976)** - Marine transgressions as a factor in the formation of sandwave complexes. geol. Mijnb., 55, p. 18-40.
- NIO S.D., SIEGENTHALER J.C. and YANG C.S. (1983)** - Megaripple cross-bedding as a tool for the reconstruction of the palaeo-hydraulics in a Holocene subtidal environment, SW Netherlands. Geol. Mijnb. 62, p. 499-510.
- NIO S.D., SIEGENTHALER J.C. and YANG C.S. (1984)** - Facies pattern and development of the lower Eocene Roda Sandstone, Isabena Valley, Southern Pyrenees, Spain : Abstracts Eur. Reg. Mtg., Marseille, France, p. 326-329.
- NIO S.D. and YANG (1991)** - sea level fluctuations and the geometric variability of tide dominated sandbodies sedimentary geology 70 p. 161-193

- POSAMENTIER H.W., VAIL P.R. (1988)** - Eustatic controls on clastic deposition. II Sequence and system tract models. In : SEPM Spec. Publi. n° 42, p. 125-154.
- POSAMENTIER H.W. et al. (1992)** - Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concepts, examples and exploration significance. A.A.P.G. Bull., V. 76, n° 11, p. 1687-1709, 18 Figs, 1 table
- PUIG-DE-FABREGAS C. (1975)** - The Roda fan delta system. Abstract Congrès IAS
- PUIG-DE-FABREGAS C., RUPKE N.A., SOLESEDO J. (1976)** - The sedimentary evolution of the Paleogene South Pyrenean Basin. IAS, 9th International Congres, Nice.
- PUIG-DE-FABREGAS C., SAMSO, SERRAKIEL J. & TOSQUELLA J. (1988)** - Facies analysis and faunal assemblages of the Roda Sandstone Formation, Eocene of the Southern Pyrenees. Abstrats 6th Europ. Meet. Int. Assoc. Sedimentology, p. 632-642.
- REINECK H.E. and SINGH I.B. (1972)** - Genesis of laminated sand and graded rhytmities in storm-sand layers of shelf mud. Sedimentology, 18, p. 123-128.
- RUST B.R. (1972)** - Structure and process in a braided river. Sedimentology, v. 18; p. 221-245.
- RUST B.R. (1979)** - Coarse alluvial deposits. In : Facies Models, ed. by R.G. Walker, Geoscience Canada Reprint. Series I.
- SEGURET M. (1970)** - Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Thèse, Montpellier.
- TESSON M., ALLEN G.P., RAVENNE C. (in press)** - IAS Spec. publ.
- VAN WAGONER J.C. (1985)** - Reservoir facies distribution as controlled by sea level change (abs.) S.E.P.M., Mid-Year Meeting (Golden Colorado), p. 92
- VAN WAGONER J., MITCHUM R., POSAMENTIER H. and al. (1987)** - Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2 : Key definitions of sequence stratigraphy, in : Bally, ed., Atlas of Seismic Stratigraphy : AAPG Studies in Geology 27, v. 1, p. 11-22.

- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S. and HARDENBOL J. (1988)** - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions in Wilgus CK and al. Eds. : Sea level changes on integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Spec. pub. # 42, Tulsa, p. 39-46.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. (1977)** - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4 : Global relative changes of sea level, p. 83-97. In : AAPG, Mem. 26.
- VAIL P.R. and HANDBOL J. (1979)** - Sea level changes during the tertiary. *Oceanus* V. 22, p. 71-79.
- VAIL P.R., COLIN J.P. DU CHENE R.J. et al. (1987)** - La stratigraphie et son application aux corrélations stratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 8, III, 7, p. 1291-1299.
- VAIL P.R. and SANGREE J.B. (1989)** - Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data, work book. Inedit.
- VISSER M.J. (1980)** - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits : a preliminary note. *Geology, Boulder, Col.*, 8, p. 543-546.
- WRIGHT L.D. (1977)** - Sediments transport and deposition at river mouths ; a synthesis, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 88, p. 857-868.
- YANG C.S. and NIO S.D. (1985)** - The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, 32, p. 41-57.
- YANG C.S. and NIO S.D. (1989)** - an ebb-tide depositional model-comparison between the modern eastern scheldt tidal basin South West Nederlands and the lower eocene Roda sandstone in the Southern Pyrenees Spain. *Sedimentary geology*, 64 - p. 175-196.

PLANCHES PHOTOS
AFFLEUREMENTS VISITES

PLANCHE 1

PHOTO A :

Vue générale de la série "Ilerdienne" le long de la vallée de l'Isabena.

La série débute par des calcaires à Alvéolines (C.A.), relief à droite sur la photo).

La série se poursuit par des marnes à Nummulites (Mn) dans lesquelles s'intercalent les calcaires de la Puebla (C.P.) sur lequel est construit le village du même nom.

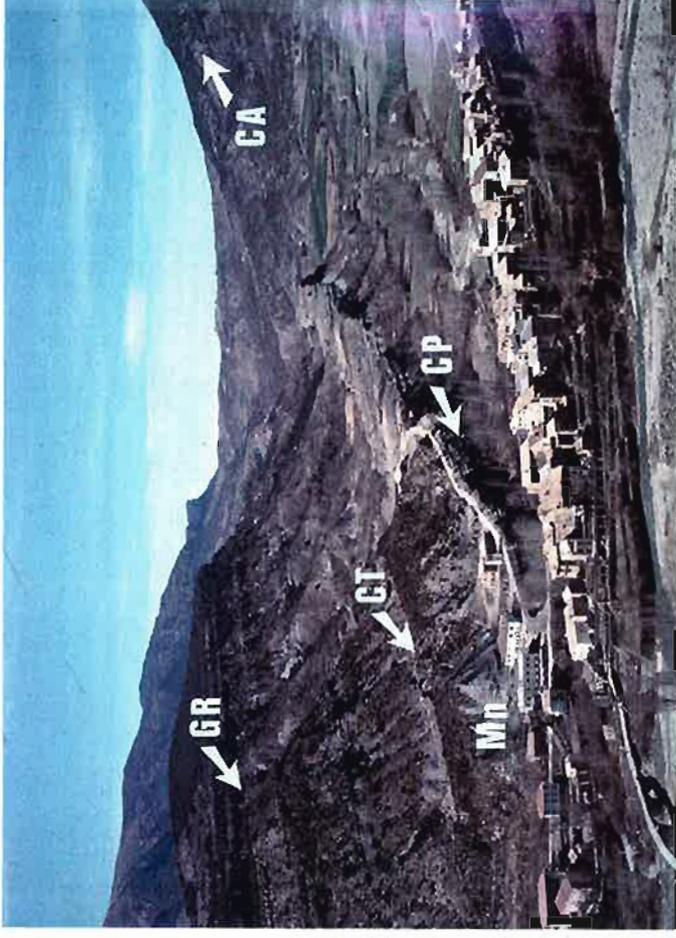
Au-dessus de ce calcaire apparaissent à nouveau, les marnes à Nummulites avec la couche de tempête repère (C.T.).

Le sommet de la cuesta à gauche est formée par les grès de Roda (G.R.).

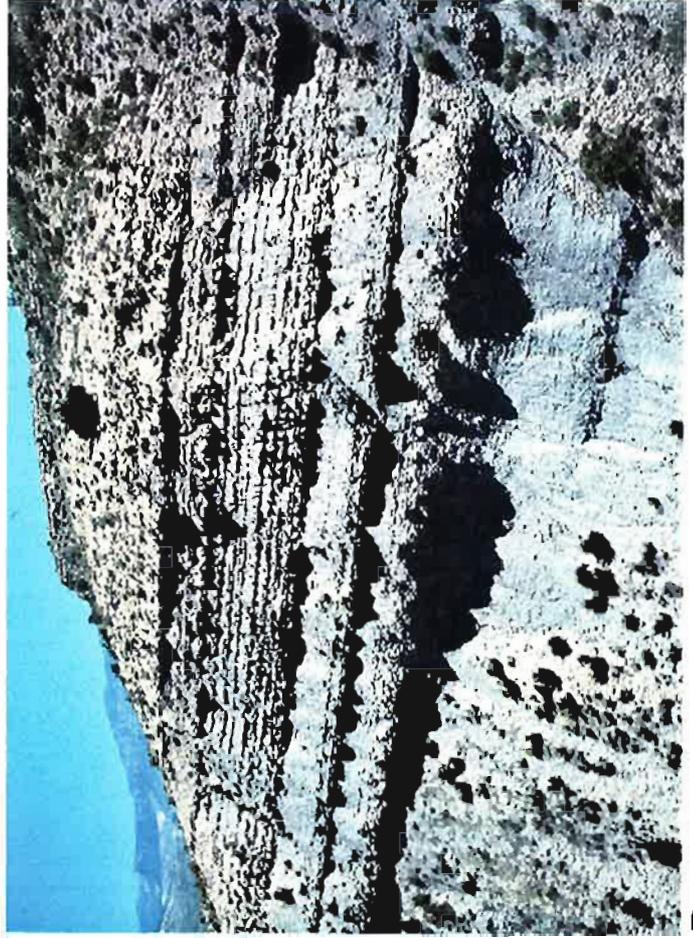
PHOTO B :

Vue générale du calcaire de la Puebla aux environs de Serraduy.

Noter l'alternance régulière de couches marno-calcaires. (hauteur de l'affleurement : 100 m).



A



B

PLANCHE 2

PHOTO A :

Vue générale de la succession des corps X, Y et Z dans le ravin de Zipaguerne.

Noter :

- 1/ La couche de tempête (niveau repère continu dans les marnes) (C.T.).
- 2/ Le litage oblique à grande échelle dans les corps X et Y indiquant une progradation générale vers le SW (flèche).
- 3/ Les intervalles transgressifs argileux entre les corps gréseux (I.T.).



A



B

PHOTO B :

Vue de la succession des corps X et Y dans le ravin de Canérol (500 mètres plus au Nord que photo précédente).

Noter :

- 1/ Le niveau continu marquant la surface maximum de transgression entre X et Y (M.F.S.).
- 2/ Les différences d'organisation entre le corps X (un seul faisceau de foresets géants) et le corps Y (plusieurs faisceaux de foresets séparés par des intervalles transgressifs formés de couches tabulaires bioturbées). Les flèches dans le corps X indiquent une surface d'abandon entre deux barres de type "Gilbert delta".

BY = base Y

TX = Top X

PLANCHE 3

PHOTO A :

Vue générale de la partie amont du corps X. On observe une succession verticale de faciès "coarsening up" puis "fining up".

La base des faciès les plus grossiers (grès grossier et conglomérats) se marque par une surface d'érosion, expression d'une limite de séquence (S.B.) mineure.

Les grès grossiers et conglomérats représentent le remplissage d'un système de rivière en tresse (faciès 1). La partie sommitale du corps gréseux est formée de grès grossier bioturbé contenant des débris d'huîtres et montrant de nombreuses bioturbations. Ces grès correspondent à l'intervalle transgressif de cette séquence de 4ème ordre :

M.F.S. : surface d'inondation maximale

T.S. : surface de transgression

S.B. : limite de séquence.



A



B

PHOTO B :

Exemple de séquence stratocroissante de couches tabulaires (faciès 2 et 3) dans la partie amont du corps X surmontée par le cortège transgressif formé de grès bioturbé.

Chaque couche tabulaire est formée de grès moyen à grossier avec une base nette, légèrement érosive. La partie sommitale des couches montre des rides de vague.

M.F.S. : surface d'inondation maximale

T.S. : surface de transgression

S.B. : limite de séquence.

PLANCHE 4

PHOTO A :

Vue de la partie sommitale du corps X dans la partie amont du système deltaïque (Barranco de Canero).

On distingue des grands foresets (faciès 4) progradant vers le SW (droite sur la photo). Ces foresets sont coiffés de couches "downlap Surface" à la base, par un groupe de couches tabulaires de grès moyen à fin bioturbé.

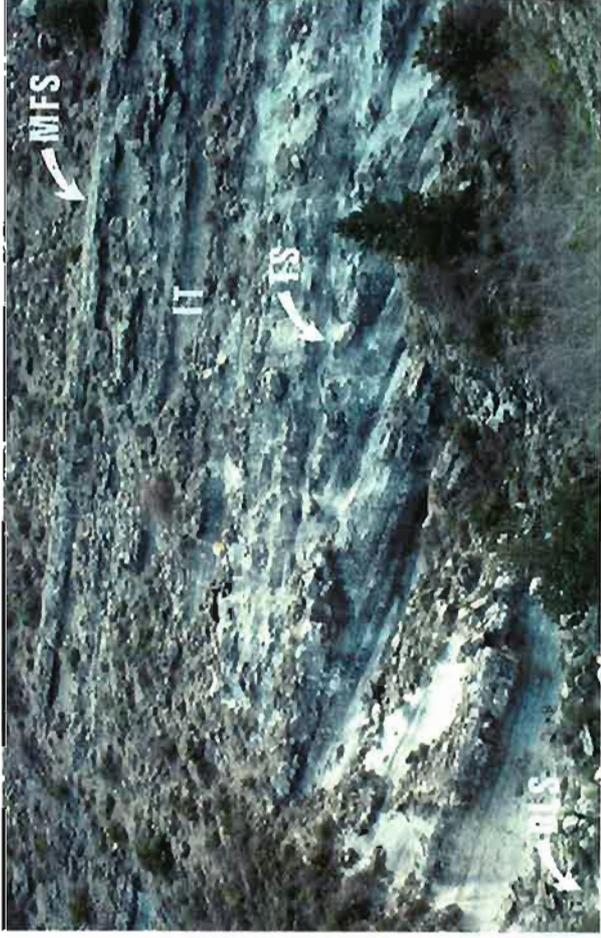
Ces couches représentent le cortège transgressif (I.T.) de cette séquence mineure (4ème ordre). Le sommet est souligné par une couche carbonatée (T.S. : surface de transgression) riche en microfaune benthique qui représente la surface maximale d'inondation (M.F.S.) de cette séquence de 4ème ordre.

PHOTO B :

Exemple de séquence de faciès "coarsening up" dans la partie amont du système deltaïque (corps Y).

Les couches tabulaires inférieures montrent des rides de vague et un litage oblique de type "hummocky -cross-stratification" (HCS) (faciès 2).

La partie sommitale de la séquence est formée d'un remplissage érosif conglomératique.



A



B

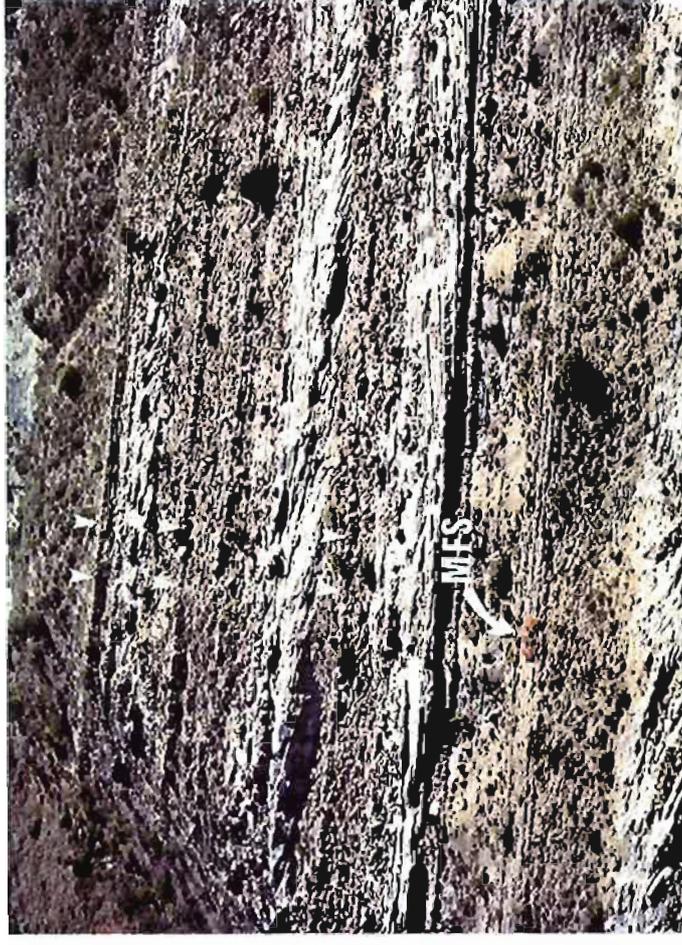
PLANCHE 5

PHOTO A :

Vue générale du corps Y dans la partie amont (barranco de Canérol).

Noter la superposition de trois ensembles formés de grès (couleur blanche) à grands foresets séparés par des intervalles transgressifs soulignés par des niveaux de grès cimentés (faciès 12) très continus (F.S.) sur l'ensemble du système des grès de Roda.

M.F.S. : surface d'inondation maximale entre X et Y.

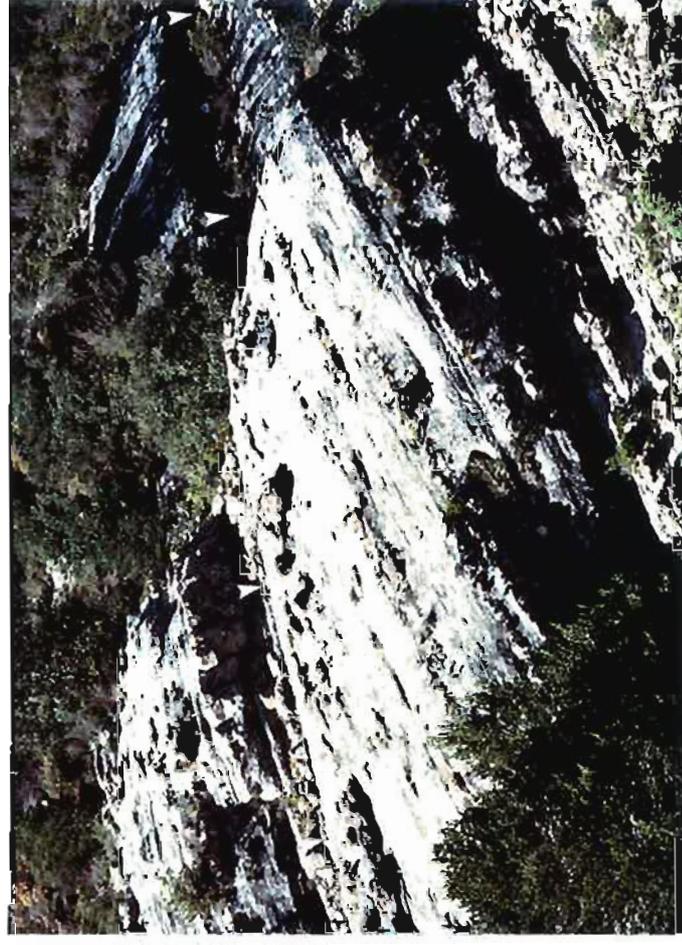


A

PHOTO B :

Exemple de niveau cimenté séparant plusieurs barres à l'intérieur du corps X (faciès 4).

Noter l'inclinaison des foresets.



B

PLANCHE 6

PHOTO A :

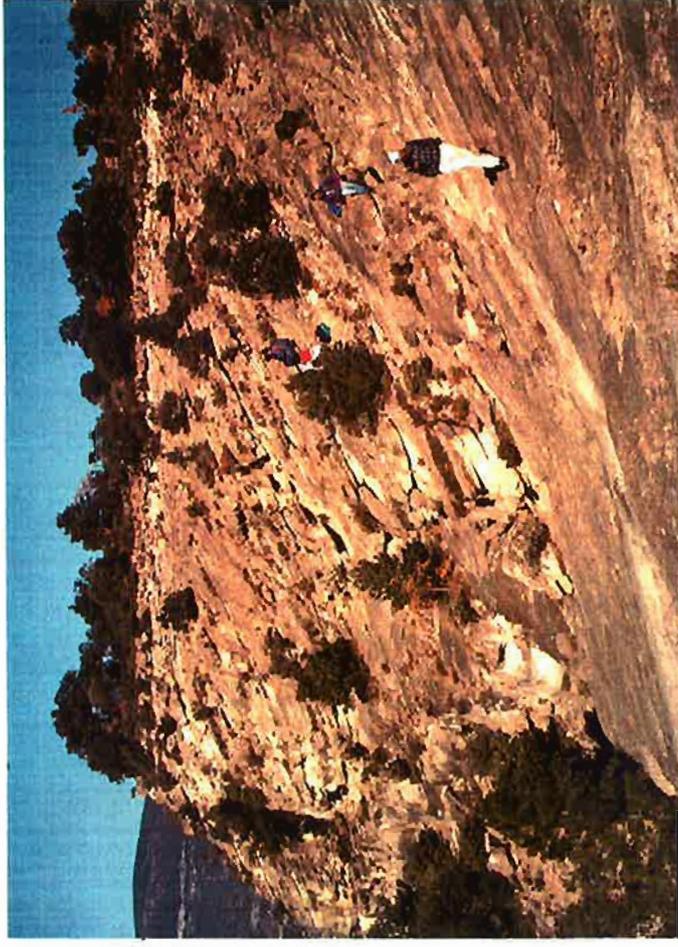
Vue générale des foresets géants à l'intérieur du corps X (ravin de Zipaguerne). L'inclinaison des faces d'avalanche de ces foresets dépasse 30° de pendage (faciès 4). Les personnalités donnent l'échelle.

PHOTO B :

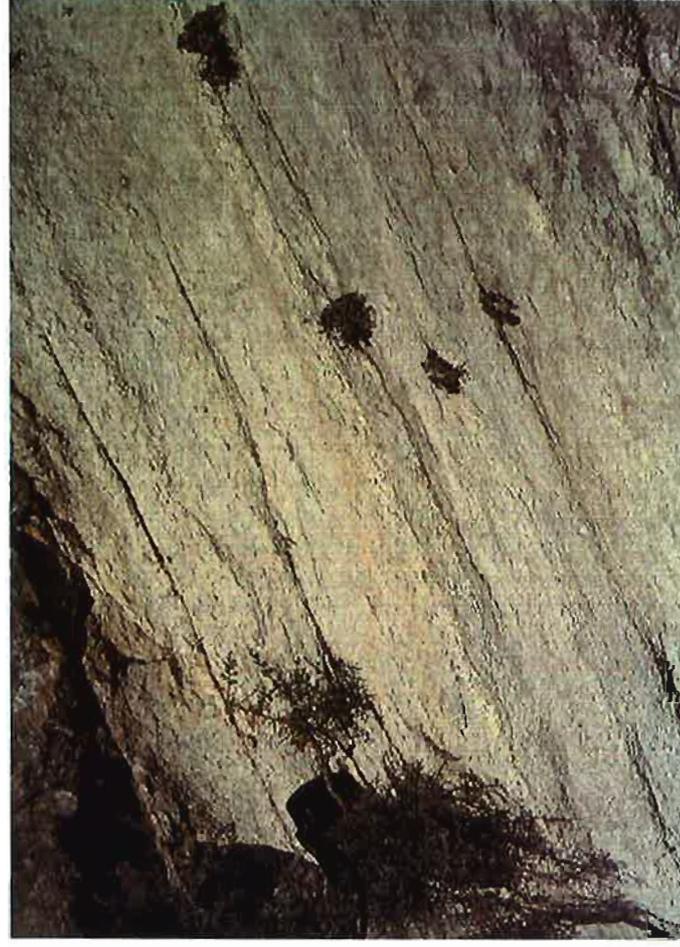
Vue de détail de laminations obliques de foresets géants (faciès 4).

Noter :

- 1/ L'alternance de lamines de grès grossier et de grès moyen.
- 2/ L'inclinaison de 20 à 30° des foresets.



A



B

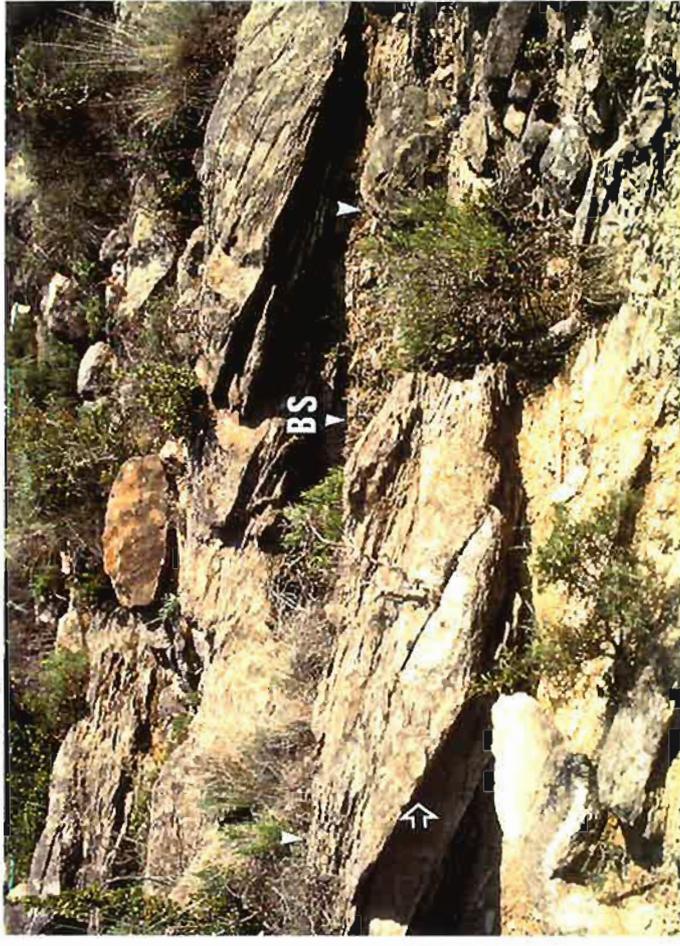
PLANCHE 7

PHOTO A et B :

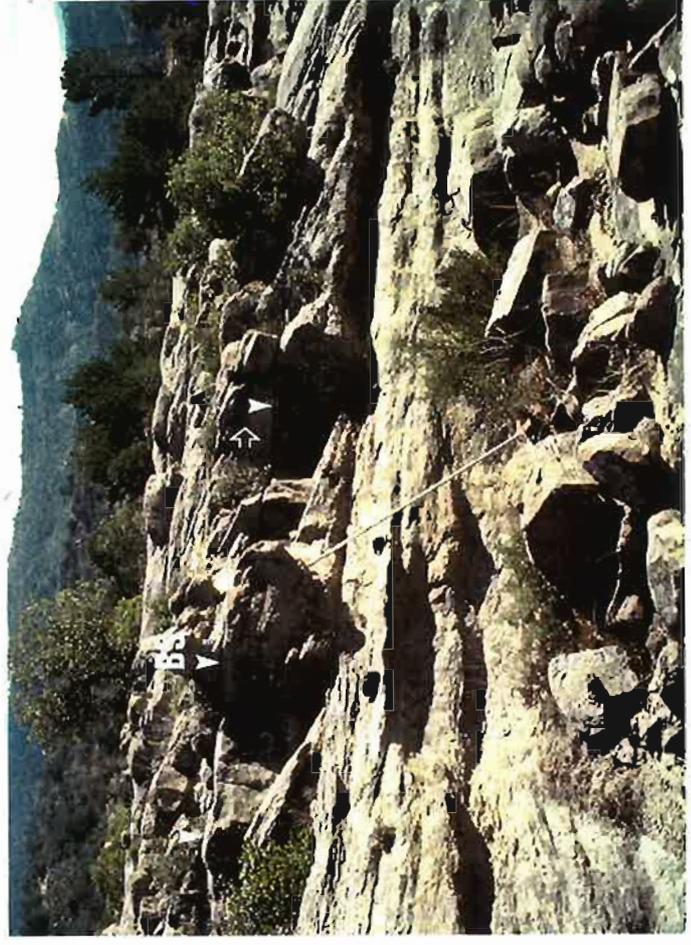
Vue de détail des foresets composites (faciès 7). Les surfaces limites de faisceaux plongent vers le Sud-Ouest avec des valeurs de 5° à 10° degrés. Au contraire, les stratifications obliques sont dirigées vers l'Ouest et ont des valeurs de pendage de 20 à 30° .

Ces stratifications montrent de nombreux drappages argileux attestant du caractère tidal de ces dépôts.

BS : limite de faisceaux ou de "bedsets".



A



B

PLANCHE 8

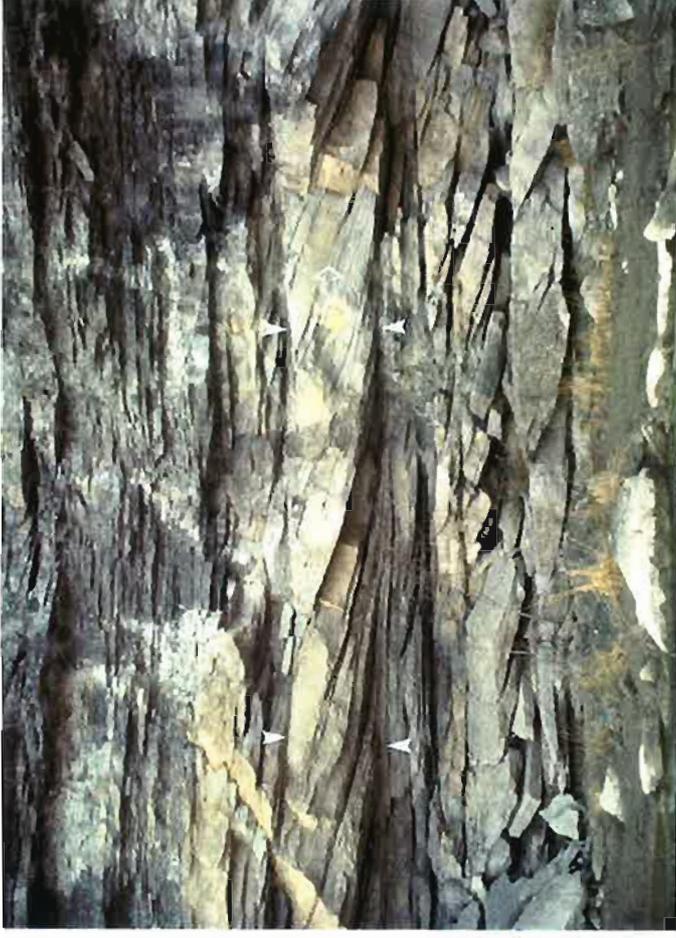
PHOTO A et B :

Exemple de faciès de grès à mégarides sigmoïdes (faciès 8).

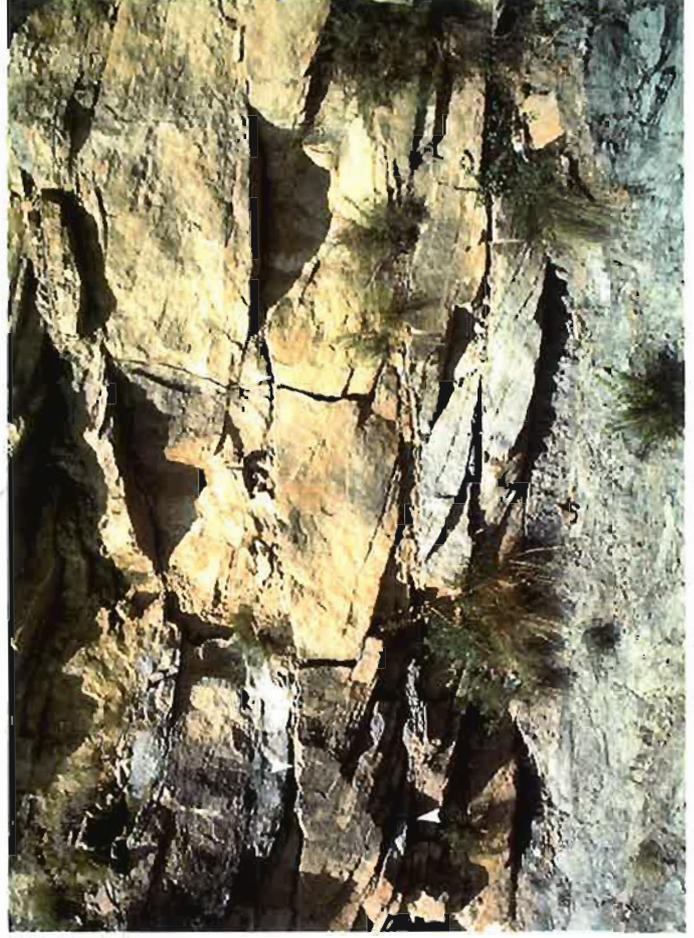
Noter :

- Les nombreux interlits argileux séparant les faisceaux de stratifications obliques tangentielles ainsi que les drappages argileux entre les stratifications obliques délimitant des faisceaux de type "bundles".
- La forme sigmoïdale des faisceaux de stratifications obliques.
- L'alternance rythmique de stratifications obliques épaisses et fines : cycles vives-eaux mortes-eaux.

Les flèches indiquent les limites de "bedsets".



A



B

PLANCHE 9

PHOTO A :

Vue générale du corps Y à la verticale de la route de la puebla de Roda (partie distale du corps Y). La partie inférieure du corps gréseux est formée de mégarides sigmoïdes (Sg) coiffées par un intervalle transgressif argileux. La partie médiane et sommitale du corps gréseux est formée d'un empilement de barres tidales montrant des foresets plurimétriques (faciès 9) séparés par des surfaces tabulaires. L'épaisseur totale du corps Y dépasse 35 mètres. F.S. = Niveau cimenté représentant la surface d'inondation au sommet de Y1.



A

PHOTO B :

Vue du corps Y près de la ferme "del Villar" (partie distale d'Y).

Noter la continuité du niveau cimenté (F.S.) tabulaire séparant les unités Y1 et Y2. Ces deux unités présentent des surfaces de progradation inclinées vers le SW. L'unité Y1 montre une alternance de grès bioturbés (Gb) et de grès à mégarides sigmoïdes (Sg).



B

PLANCHE 10

PHOTO A :

Vue générale d'une barre tidale dans la partie distale du corps Y.

Noter le passage vers la droite des mégarides de forme sigmoïdes (Sg) (faciès 8) à des foresets plurimétriques de forme tangentielle (F) (faciès 9).



A

PLANCHE 11

PHOTO A :

Exemple de séquence "coarsening up" de barres subtidales (faciès 9).

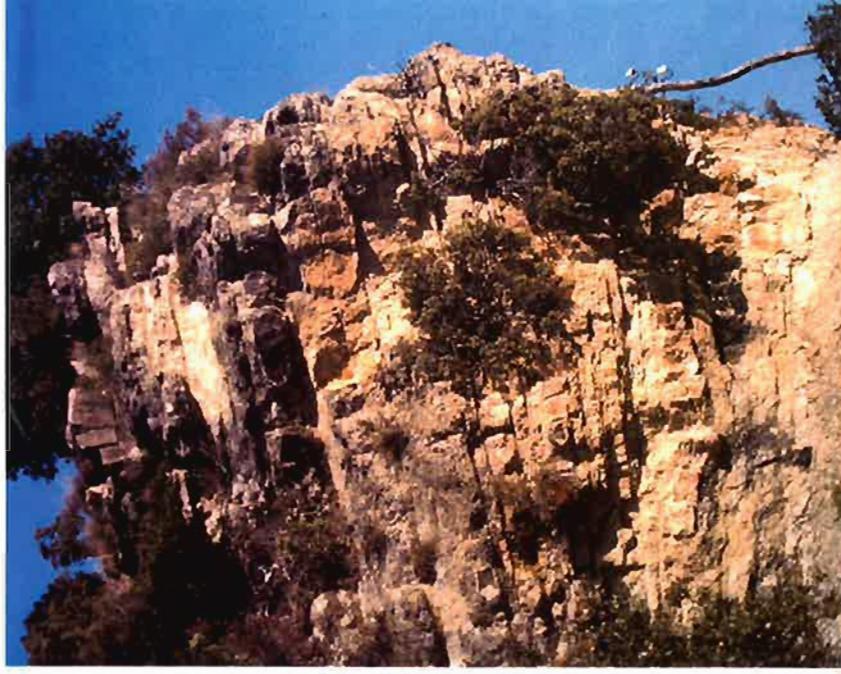
Noter le passage progressif du bas vers le haut de grès bioturbés à des grès à foresets.

PHOTO B :

Exemple de passage latéral de faciès entre des grès massifs à stratification oblique (Gm) (faciès 11) et des grès bioturbés (faciès 10) (Gb) : partie distale du corps Y.

A la base des grès bioturbés, des grès à mégarides sigmoïdes sont visibles (Sg) (faciès 8).

Noter l'augmentation d'épaisseur de la droite vers la gauche.



A



B

PLANCHE 12

PHOTO A :

Vue de détail de la couche bioclastique marquant la partie sommitale de l'intervalle transgressif majeur au sommet des grès de Roda. Ce niveau représente la surface maximale d'inondation à l'échelle de tous le système des grès de Roda. Il est surmonté d'une épaisse série de marnes à Nummulites.



PHOTO B :

Exemple de niveau cimenté (faciès 12) très continu soulignant les surfaces d'inondation à l'intérieur du corps Y. De part et d'autre de cette couche affleurent des grès à foresets composites ; le faisceau sommital venant en downlap (DL) sur le toit de la couche cimentée. Noter la grande continuité de la couche cimentée. T = Toplap des dépôts sous-jacents.



A

B

LISTE DES PUBLICATIONS

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

- n° 0 - La sédimentation du Jurassique. - Paris, 1979.
- n° 1 - 1er Congrès Français de Sédimentologie.
19-20 novembre 1987 - Livre des résumés.
- n° 2 - L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
5-6 octobre 1987 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc.
16-18 septembre 1987 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 4 - Passages carbonates - silicates.
15-16 juin 1987 - Livre des résumés.
- n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts.
3-4 juin 1988 - Livre des résumés.
- n° 6 - Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour.
Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique.
15-17 juin 1988 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 7 - Biosédimentologie. - Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
10-11 octobre 1988 - Livre des résumés.
- n° 10 - 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Paris, 1989 - Livre des résumés.
- n° 11 - Mesozoic eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of Abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Lyon, 1989.
- n° 12 - Mesozoic eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. - Excursion,
1989.
- n° 13 - Diapirisme sur une marge en distention puis en décrochement. Exemple des
Pyrénées occidentales françaises.
27-28-29 avril 1991 - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.
- n° 14 - Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de
plateforme d'âge Bathonien à Oxfordien en Bourgogne.
27-28-29 juin 1991 - Livret-guide de l'excursion.
- n° 15 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie.
18-19-20 novembre 1991 - Livre des résumés.
- n° 16 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie.
17-21-22 novembre 1991 - Livre des excursions.
- n° 17 - Architecture et faciès d'un prisme deltaïque de bas niveau marin : les grès de
Roda (Bassin Eocène sud pyrénéen).
25-26-27 septembre 1992 - Livret-guide de l'excursion.

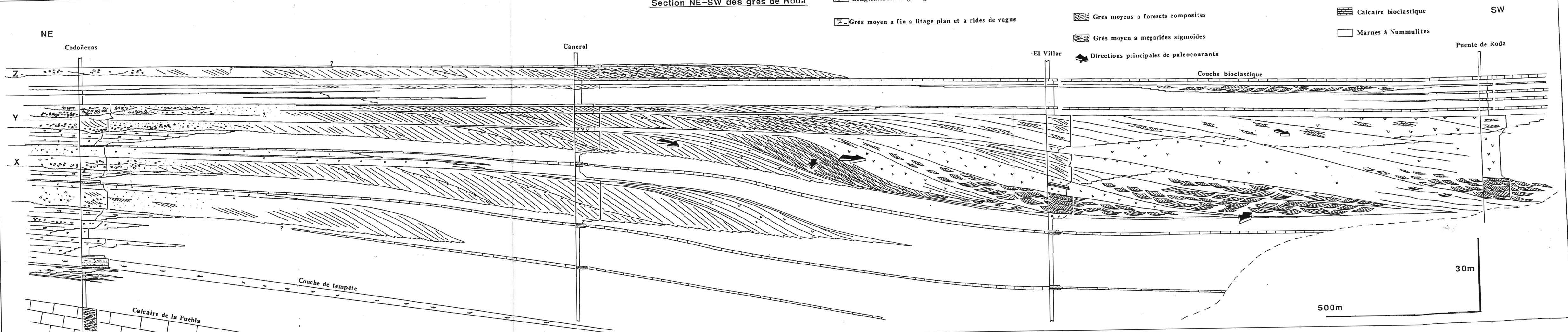
Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

l'Association des Sédimentologistes Français
Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris

Ce document a été imprimé par
PHOTOLABO HASSLER
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt légal : 4ème trimestre 1993

Section NE-SW des grès de Roda



☉☉☉☉ Conglomerats et grès grossier

▨ Grès grossier a foresets métriques a plurimétriques

▽▽▽ Grès fin et silt bioturbés

▨ Grès moyen a fin a litage plan et a rides de vague

▨ Grès moyens a foresets composites

▨ Calcaire bioclastique

▨ Grès moyen a mégarides sigmoïdes

□ Marnes à Nummulites

➡ Directions principales de paléocourants

Couche bioclastique

Couche de tempête

Calcaire de la Puebla

500m

30m

NE

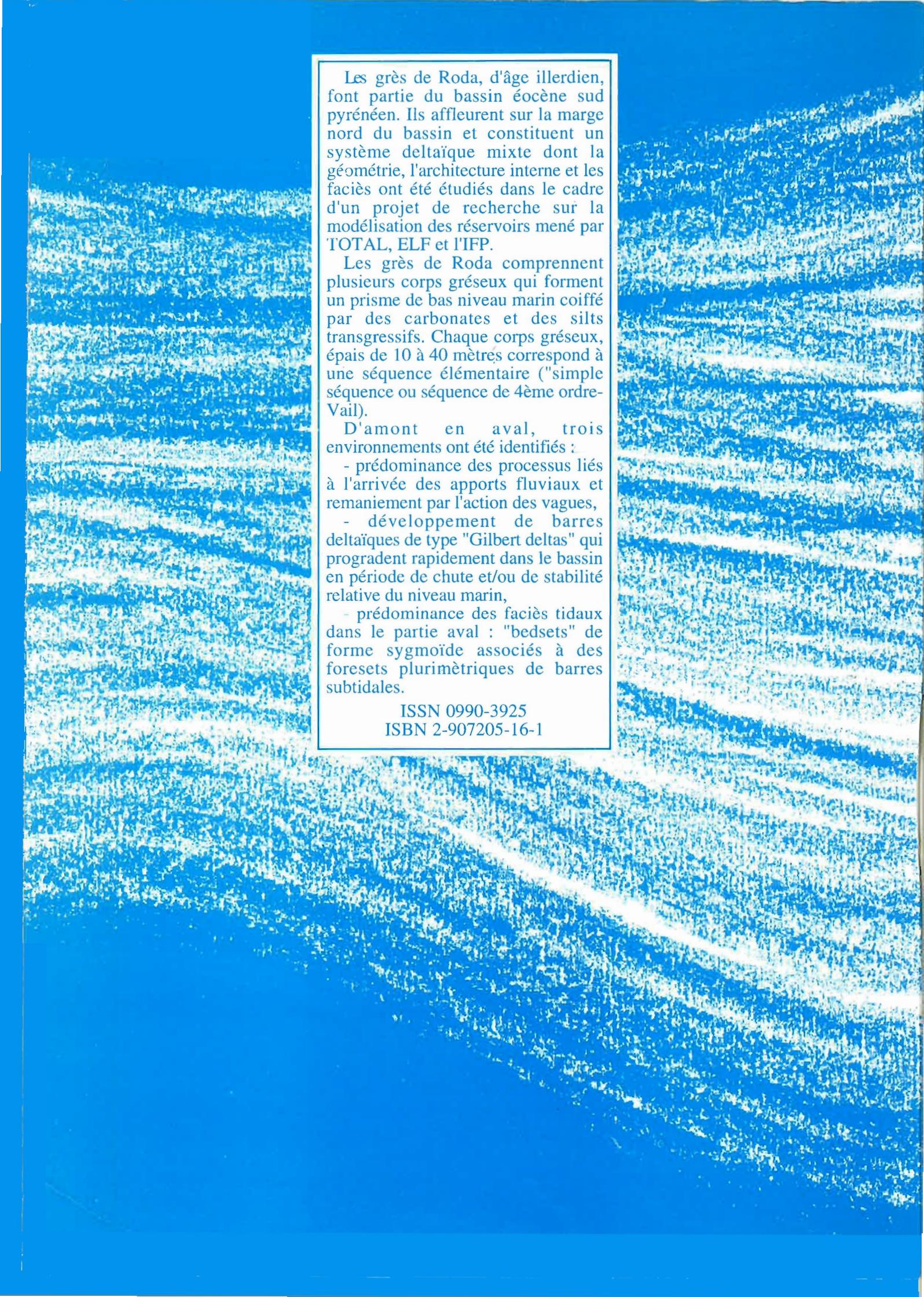
Codoñeras

Canerol

El Villar

Puente de Roda

SW



Les grès de Roda, d'âge illerdien, font partie du bassin éocène sud pyrénéen. Ils affleurent sur la marge nord du bassin et constituent un système deltaïque mixte dont la géométrie, l'architecture interne et les faciès ont été étudiés dans le cadre d'un projet de recherche sur la modélisation des réservoirs mené par TOTAL, ELF et l'IFP.

Les grès de Roda comprennent plusieurs corps gréseux qui forment un prisme de bas niveau marin coiffé par des carbonates et des silts transgressifs. Chaque corps gréseux, épais de 10 à 40 mètres correspond à une séquence élémentaire ("simple séquence ou séquence de 4ème ordre-Vail).

D'amont en aval, trois environnements ont été identifiés :

- prédominance des processus liés à l'arrivée des apports fluviaux et remaniement par l'action des vagues,
- développement de barres deltaïques de type "Gilbert deltas" qui progradent rapidement dans le bassin en période de chute et/ou de stabilité relative du niveau marin,
- prédominance des faciès tidaux dans le partie aval : "bedsets" de forme sygmoïde associés à des foresets plurimétriques de barres subtidales.

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-16-1