



HAL
open science

**INFLUENCES RELATIVES DE LA SUBSIDENCE ET
DE L'EUSTATISME SUR LA LOCALISATION ET LA
GEOMETRIE DES RESERVOIRS D'UN SYSTEME
DELTAÏQUE. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca,
Pyrénées espagnoles**

François Lafont

► **To cite this version:**

François Lafont. INFLUENCES RELATIVES DE LA SUBSIDENCE ET DE L'EUSTATISME SUR LA LOCALISATION ET LA GEOMETRIE DES RESERVOIRS D'UN SYSTEME DELTAÏQUE. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles. Stratigraphie. Université Rennes 1, 1994. Français. NNT: . tel-00653783

HAL Id: tel-00653783

<https://theses.hal.science/tel-00653783v1>

Submitted on 20 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

F. LAFONT

ISSN 1240-1498

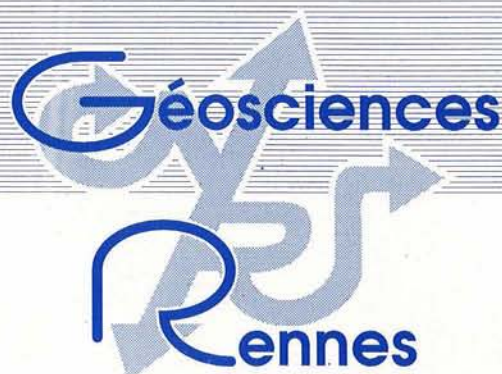
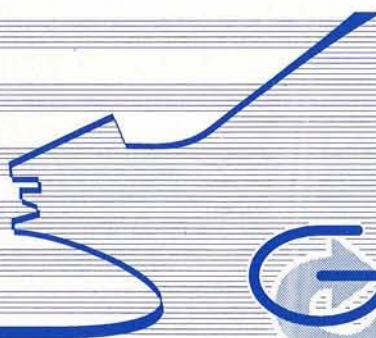
ISBN 2-905532-53-X

**influences relatives
de la subsidence et de l'eustatisme
sur la localisation et la géométrie
des réservoirs
d'un système deltaïque**

EXEMPLE DE L'EOCENE
DU BASSIN DE JACA
(PYRENEES ESPAGNOLES)

MEMOIRES

1994



n° 54

ifp INSTITUT
FRANÇAIS
DU PÉTROLE

MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 54

François LAFONT

**INFLUENCES RELATIVES DE LA SUBSIDENCE ET DE L'EUSTATISME
SUR LA LOCALISATION ET LA GEOMETRIE DES RESERVOIRS
D'UN SYSTEME DELTAÏQUE**

Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 6 Janvier 1994**

**Géosciences - Rennes
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1994

ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-53-X

1994

**GEOSCIENCES-RENNES
LP CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

François LAFONT

**INFLUENCES RELATIVES DE LA SUBSIDENCE ET DE L'EUSTATISME
SUR LA LOCALISATION ET LA GEOMETRIE DES RESERVOIRS D'UN
SYSTEME DELTAÏQUE.
Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 54, 270 p.

ISBN : 978-2-90-1498

ISBN : 2-902424-82-X

1994

GÉOSCIENTIFIQUES
LE CARIÉOTYPAGE
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
PARIS-RENNES Cédex (France)

Francis LARONT

INFLUENCES RELATIVES DE LA SUBSIDENCE ET DE L'EUSTATISME
SUR LA LOCALISATION ET LA GÉOMÉTRIE DES RÉSERVOIRS D'UN
SYSTÈME DÉTACHÉ
Exemple de l'échelle du bassin de Jura, Pyrénées espagnoles

Mémoires de Géosciences Rennes n° 54, 200 p.

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été réalisée à l'Institut Français du Pétrole, qui a assuré mon financement durant trois ans. Ceci étant précisé, je tiens à remercier en tout premier lieu les gens qui ont accepté de juger ce travail :

Je remercie particulièrement Monsieur **Jean-Pierre BRUN**, Professeur à l'université de Rennes et Monsieur **Michel SEGURET**, Professeur à l'université de Montpellier, qui ont bien voulu apporter leurs compétences pour évaluer ce travail.

Monsieur **Lucien MONTADERT** est directeur de l'objectif Exploration-Gisements à l'Institut Français du Pétrole, objectif dont dépend le projet Caractérisation de Réservoirs où j'ai travaillé durant ces trois ans. C'est avec l'aval de Monsieur Montadert que j'ai pu réaliser cette thèse, et je le remercie en outre d'avoir accepté d'en être examinateur.

Monsieur **Peter HOMEWOOD**, ancien Professeur de l'université de Fribourg, est expert sédimentologiste chez Elf Aquitaine. Les trop rares discussions que j'ai pu avoir avec Peter Homewood m'ont toujours aidé à progresser dans ma connaissance et mes idées (voire à remonter mon niveau de base...). Je le remercie donc doublement pour ses conseils et pour avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

Monsieur **Rémi ESCHARD**, ingénieur géologue à l'Institut Français du Pétrole, a assuré la "composante industrielle" de la direction de ma thèse. Ses conseils, ses jugements et surtout son soutien ont été décisifs pour la réalisation de ce travail. Rémi a toujours su endiguer avec un flegme bienveillant mes quelques débordements conceptuels ; je lui dois une bonne partie de ma formation en sédimentologie de faciès, en stratigraphie séquentielle... et en simplification du discours (encore que dans ce cas le but ne paraisse pas totalement atteint). Notons pour la petite histoire que Rémi est peut être la seule personne à pouvoir apporter une solution rapide et définitive à la location d'un hélicoptère au mois de juillet dans le haut Aragon, face à un pilote dur en affaires.

Monsieur **François GUILLOCHEAU**, chercheur au CNRS de Rennes a pris en charge de son côté la "composante académique" de la direction de ma thèse. Que dire de lui, sinon qu'il a été successivement comparé à un pilote de fusée (Proust, 1990) et à un accélérateur de particules (Merzeraud, 1992), analogies amplement justifiées face auxquelles seul le manque d'imagination m'empêche de surenchérir. François Guillocheau a partagé avec Rémi Eschard la tâche de me former en sédimentologie et stratigraphie séquentielle. Je n'oublierai jamais certaines séances de discussions fondamentales sur le terrain, au cours desquelles nous refimes l'histoire géologique du bassin sur la base de trois bioturbations et d'une ride à post-vortex.

Je me dois ensuite de remercier les nombreuses personnes qui — directement ou indirectement — m'ont apporté leur soutien. En premier lieu l'ensemble du personnel du projet "Caractérisation de Réservoirs" de l'IFP : Christian Ravenne, chef du projet, qui m'a toujours (très) utilement conseillé, et qui m'a permis de mener mes recherches dans des conditions exceptionnelles, en mettant à ma disposition tous les moyens matériels et financiers que j'ai jugés nécessaires, Brigitte Doligez (cafés matinaux, cigarettes vespérales et discussions maritimes), mes coturnes Guy Desaubliaux et Jean Claude Lecomte (éclats de rires et cigarettes à toute heure ; m'ont supporté sans broncher pendant trois ans), Philippe Joseph (discussions pyrénéennes plus ou moins sérieuses), Frans Van Buchem (discussions scientifiques et jazzistiques), Olivier Lerat (contrepèteries), Yolande Monteón (jolis dessins à partir de vilains brouillons), sans omettre le nouveau thésard du projet, Didier Granjeon, qui porte une part mathématique de responsabilité dans les conclusions géologiques de cette thèse. Je n'oublie pas non plus les personnes qui m'ont aidé ponctuellement, plus particulièrement Marc Jamet (Coparex), Carla Müller, Catherine Ponsot et Αθηνά Νάκου.

Enfin et surtout merci à Sandrine, ma femme, et Marianne, ma fille, qui ont encaissé avec patience et sourires les soirs de période de fin de thèse où papa-a-beaucoup-travaillé-tu-sais-il-est-très-fatigué-et-il-faut-le-laisser-tranquille.

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été réalisée à l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) sous la direction de Monsieur Jean-François Chiffolleau, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) et sous la direction de Monsieur Jean-François Chiffolleau, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER).

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Jean-François Chiffolleau, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Monsieur Lucien MONTAUDO, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail. Monsieur MONTAUDO pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Monsieur Pierre HUBERT, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail. Monsieur HUBERT pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Monsieur René LEBLANC, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail. Monsieur LEBLANC pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Monsieur François GUILLOCHET, Directeur de l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER) pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail. Monsieur GUILLOCHET pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Je me dois aussi de remercier les nombreuses personnes qui — directement ou indirectement — m'ont apporté leur soutien. En premier lieu, mes parents, Monsieur et Madame Chiffolleau, pour leur confiance et leur soutien tout au long de ce travail. Monsieur Chiffolleau pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail. Monsieur Chiffolleau pour son accueil et son soutien tout au long de ce travail.

Enfin, et surtout, je tiens à remercier ma femme, Madame Chiffolleau, pour son soutien et son amour tout au long de ce travail. Madame Chiffolleau pour son soutien et son amour tout au long de ce travail.

RÉSUMÉ DES CHAPITRES DU MÉMOIRE

Première Partie ÉTAT DES CONNAISSANCES — MÉTHODES

LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION

Ce chapitre propose une synthèse sur la stratigraphie séquentielle. Il est présenté tout d'abord un résumé des concepts fondamentaux sur lesquels repose cette méthode d'interprétation des séries sédimentaires. L'accent est porté ensuite sur la description de la démarche d'étude haute résolution par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques, qui a été utilisée et modifiée au cours de l'étude des données de terrain.

INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

Ce chapitre est consacré à des rappels et une synthèse sur les différents processus de variation du niveau relatif de la mer d'origine tectonique et eustatique. Le problème est tout d'abord traité d'un point de vue général, puis il est proposé une discussion sur les influences relatives des différents paramètres dans le cas particulier des bassins d'avant-pays.

LE CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE JACA

Ce chapitre est consacré à l'état des connaissances sur la zone étudiée. Il est proposé tout d'abord une synthèse succincte de l'évolution structurale et stratigraphique de la chaîne pyrénéenne. Sont ensuite exposés les travaux antérieurs effectués sur le bassin de Jaca, et une présentation générale de la stratigraphie et de l'histoire structurale du bassin.

Deuxième Partie CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOMÉTRIQUES DES SYSTÈMES DE DÉPÔT DANS LE BASSIN DE JACA — INFLUENCES DES PARAMÈTRES ALLOCYCLIQUES —

FACIÈS SÉDIMENTAIRES ET PALÉO-ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DANS L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA

Ce chapitre présente les résultats de l'analyse en sédimentologie de faciès. Il est proposé tout d'abord une description exhaustive de tous les faciès rencontrés. L'analyse des associations verticales préférentielles de faciès a permis de mettre en évidence l'existence de quatre types de systèmes sédimentaires : des rampes de tempêtes à basse énergie, des deltas de piémont à réseaux en tresses, des deltas "vrais" à dominante d'hydrodynamique fluviale, et des systèmes d'estuaires et de replats de marées. L'existence de plusieurs types de systèmes

sédimentaires a conduit à établir plusieurs diagrammes de substitutions de faciès, qui ont servi de base aux analyses en stratigraphie séquentielle haute résolution.

GÉOMÉTRIE DES SYSTÈMES DE DÉPÔT DANS L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA

Ce chapitre est consacré à la description des géométries sédimentaires à toutes les échelles. Il y est montré une reconstruction à très haute résolution réalisée dans une formation de la bordure nord du bassin, et une reconstruction haute résolution, à partir des affleurements de la bordure sud. Ces deux reconstitutions reposent sur des données de terrain et ont amené à proposer une modification de la démarche d'analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution, en privilégiant le dénombrement plutôt que la corrélation de tendances évolutives. Il est présenté ensuite les résultats de l'étude des données de sismique avec une discussion sur la géométrie générale des dépôts éocènes dans le bassin, et la proposition d'un modèle d'évolution structurale de la bordure méridionale.

INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DANS LE BASSIN DE JACA

Ce chapitre expose les réponses apportées au problème initial à partir de la synthèse des résultats acquis lors des descriptions sédimentologiques et géométriques. Il est montré que chaque ordre de variation allocyclique enregistré dans la série peut être rapporté à un phénomène précis (tectonique ou eustatique). Il est mis en évidence la superposition de plusieurs ordres de variations eustatiques qui contrôlent l'architecture haute résolution de la série et la variation dans le temps de la nature des corps sédimentaires. Il est montré également l'influence d'au moins deux ordres de variations tectoniques : une variation à courte longueur d'onde (plis, failles) qui contrôle la géométrie et l'emplacement des corps sédimentaires, et une variation à grande longueur d'onde (flexuration du bassin), qui détermine la variation à long terme dans le temps et l'espace de la position des systèmes sédimentaires, et permet aux autres facteurs de contrôle d'être enregistrés grâce à une création permanente d'espace d'accommodation.

SUMMARY OF THE CHAPTERS

First Part STATE OF THE KNOWLEDGE — METHODS

HIGH RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY

This chapter focuses on the basic principles and applications of sequence stratigraphy. After a summary of the main concepts on which the general model is built, a detailed description of a high resolution approach which has been applied and then partly modified during this study is presented.

RELATIVE INFLUENCES OF TECTONICS AND EUSTASY ON THE STRATIGRAPHIC RECORD: AN OVERVIEW

This chapter is a synthesis of the different tectonic and eustatic parameters that control the relative sea-level variations. After a general overview of the processes that induce eustatic and tectonic movements, a discussion on the relative influences of forcing mechanisms within the specific setting of a foreland basin is proposed.

STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC SETTINGS OF THE JACA BASIN

This chapter deals with the state of the present knowledge about the study area. It encompasses a short summary of the stratigraphic and structural evolution of the Pyrenees, a review of the previous works carried out in the Jaca basin, and a general presentation of the stratigraphy and structural history of the basin

Second Part SEDIMENTOLOGICAL AND GEOMETRIC CHARACTERISTICS OF DEPOSITIONAL SYSTEMS IN THE JACA BASIN — INFLUENCES OF ALLOCYCLIC PARAMETERS —

SEDIMENTARY FACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS IN THE UPPER EOCENE OF THE JACA BASIN

Here are presented the results of the detailed sedimentological studies carried out in the Upper Eocene deltaic series of the basin. A complete description of all the sedimentary facies is first given. The analysis of preferential vertical facies associations has led to point out the existence of four distinct sedimentary systems which are (1) low energy storm ramps, (2) braidplain deltas, (3) fluvial-dominated deltas (birdfoot to lobate type), and (4) estuaries with associated tidal flats. The recognition of different sedimentary systems compelled to realize several facies substitution diagrams, which were used for the high resolution sequence stratigraphic analysis.

GEOMETRIES OF DEPOSITIONAL SYSTEMS IN THE UPPER EOCENE OF THE JACA BASIN

This chapter is dedicated to the description of the sedimentary geometries at all scales, from the architecture of single genetic units to the whole basin infill. It describes a very high resolution reconstruction done in a specific formation of the northern border of the basin, and a high resolution scheme of the whole deltaic series in the southern border. These geometric analyses are based upon field data and have led to suggest a modification of the Stacking Pattern correlation method: it is suggested to use a step by step method of counting from a reference level rather than the correlation of similar evolutionary tendencies at the scale of several genetic units. The geometries at the basinal scale have been interpreted from seismic data and clearly illustrate the structural evolution of the southern Pyrenean foreland in the Upper Eocene times. Moreover, a new scheme of the structural evolution of the southern border of the basin is propounded.

RELATIVE INFLUENCES OF TECTONICS AND EUSTASY ON THE STRATIGRAPHIC RECORD IN THE JACA BASIN

This chapter brings the answer to the initial question of the relative influences of forcing mechanisms on the stratigraphic record within a foreland setting. It is shown that each order of allocyclic variation recorded in the deltaic series can be attributed to a specific natural mechanism, whether tectonic or eustatic. Firstly it is pointed out that very high and high frequency relative sea-level fluctuations result from low amplitude eustatic variations. These variations control the very high resolution architecture of the deposits (metre to decametre-scale alternation of sandstone and mudstone) and the variation through time of the nature of sedimentary bodies. On the other hand, the influence of at least two orders of tectonic variations is shown: one of short wavelength (folds, faults), which controls the stratal geometries and the location of sand bodies, the other of large wavelength (flexuration) that determines the gross location in time and space of the whole sedimentary systems and allows the other forcing mechanisms to be registered, by continually creating a large amount of accommodation.

RESUMEN DE LOS CAPÍTULOS

Primera Parte SÍNTESIS DEL CONOCIMIENTO — METODOLOGIA

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL ALTA RESOLUCIÓN

Este capítulo propone una síntesis sobre la estratigrafía secuencial. Se presenta en primer lugar un resumen de los conceptos y modelos más utilizados en este método. A continuación se describe en detalle la metodología empleada para estudios de "alta resolución", basada sobre el análisis del modo de apilamiento de las unidades genéticas, que ha sido utilizada y ligeramente modificada durante este estudio.

INFLUENCIAS RELATIVAS DE LA TECTÓNICA Y DEL EUSTATISMO SOBRE EL REGISTRO ESTRATIGRÁFICO : SÍNTESIS

Este capítulo ofrece una evocación y una síntesis sobre los diferentes factores de variación del nivel relativo del mar, tectónicos y eustáticos. En primer lugar se trata el problema de un punto de vista general. A continuación se propone una discusión sobre las influencias relativas de los parámetros de variación en el caso particular de una cuenca de ante-pais.

CONTEXTO STRUCTURAL Y ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA DE JACA

Se trata aquí de la presentación general de la zona estudiada. Este capítulo empieza recordando la evolución general de la zona pirenaica, y sigue con una síntesis de los trabajos anteriores tratando específicamente de la cuenca de Jaca, y una breve presentación de la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca.

Segunda Parte CARACTERÍSTICAS SEDIMENTOLÓGICAS Y GEOMÉTRICAS DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES EN LA CUENCA DE JACA — INFLUENCIAS DE LOS PARÁMETROS ALLOCÍCLICOS —

FACIES Y AMBIENTES SEDIMENTARIOS EN EL EOCENO SUPERIOR DE LA CUENCA DE JACA

En este capítulo se presentan los resultados del estudio sedimentológico de detalle. Se propone en primer lugar una descripción completa de todas las facies sedimentarias encontradas. Un análisis de las asociaciones preferenciales de facies ha permitido destacar cuatro tipos mayores de sistemas sedimentarios con : (1) sistemas de rampas de tormentas de baja energía, (2) sistemas de *braidplain deltas*, (3) sistemas deltáicos dominados por la energía fluvial, y (4) sistemas de estuarios y depósitos mareales. La diversidad de sistemas sedimentarios ha implicado la realización de varios esquemas de sustituciones laterales de facies para el estudio de alta resolución.

GEOMETRIA DE LOS SISTEMAS DEPOSICIONALES EN EL EOCENO SUPERIOR DE LA CUENCA DE JACA

En este capítulo son descritas las geometrías sedimentarias a todas las escalas, desde la arquitectura de unidades decamétricas hasta la organización general tridimensional de la cuenca. Son propuestos : una reconstrucción a muy alta resolución, realizada sobre una pequeña formación de la parte norte de la cuenca, y un esquema a alta resolución de los afloramientos de la parte sur. Estas reconstituciones han sido realizadas con datos de terreno, y han conducido a proponer una modificación del método de correlación de alta resolución : en este caso, parece más juicioso correlacionar cada unidad genética por enumeración desde un nivel de referencia que correlacionar tendencias similares entre cortes a escala de varias unidades genéticas. A continuación se presentan los resultados del estudio de perfiles sísmicos, con una discusión sobre la geometría general de los depósitos eocenos, y la propuesta de un nuevo modelo de evolución estructural de la parte sur de la cuenca.

INFLUENCIAS RELATIVAS DE LA TECTÓNICA Y DEL EUSTATISMO SOBRE LA SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA DE JACA

En este capítulo se proponen las repuestas al problema inicial de las influencias relativas de los parámetros allocíclicos. Aparece que cada orden de variación del nivel relativo del mar registrado en la serie deltáica puede ser atribuido a un fenómeno particular, tectónico o eustático. Existen dos ordenes de variación eustática a muy alta y alta frecuencias, que determinan la arquitectura de detalle (escala vertical métrica a decamétrica), y la variación en el tiempo de los tipos de sistemas sedimentares. Aparece también la influencia de dos ordenes (por lo menos) de movimientos tectónicos : uno de pequeña longitud de onda (pliegues, cabalgamientos) que controla la geometría y el emplazamiento de los cuerpos sedimentarios, y uno de grande longitud de onda (flexuración) que controla la evolución general en un ciclo de transgresión-regresión, y permite el registro de los otros factores allocíclicos por la creación permanente de *accommodation*.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le propos de ce travail est d'estimer les effets respectifs de la subsidence — et plus généralement des mouvements tectoniques verticaux — et de l'eustatisme sur l'organisation géométrique d'une série deltaïque, et sur les caractéristiques des différents types de corps gréseux qu'elle contient.

Avec le développement de la stratigraphie sismique, et surtout du modèle général EXXON de stratigraphie séquentielle, la tendance récente était de privilégier le contrôle eustatique. Dans ce cadre, pour pouvoir mesurer au mieux les effets de la tectonique, il convient de se placer dans un contexte très actif structuralement. Cela peut être un bassin en extension de type rift, un bassin sur décrochement, ou un bassin en compression de type avant-pays. C'est ce dernier type qui a été choisi.

Pour aborder le problème de la façon la plus complète possible, un objectif a été d'intégrer deux types d'informations : d'une part des données d'affleurements, avec une approche sédimentologique (nature des réservoirs, évolution de la série), et d'autre part des données de sismique, apportant une connaissance des géométries à l'échelle du bassin, et permettant d'établir un lien entre les observations d'affleurements.

Ces deux approches combinées ont permis de distinguer les influences respectives des facteurs de contrôle à toutes les échelles, et d'établir des critères prédictifs utilisables aussi bien lors de phases d'exploration que lors d'études détaillées de caractérisation de réservoirs.

L'étude a été menée sur les dépôts deltaïques de l'Éocène supérieur du bassin de Jaca, dans les Pyrénées espagnoles (figure 1). Il s'agit de l'un des sous-bassins de l'avant-pays sud-pyrénéen. Plusieurs raisons justifient ce choix :

- **Les faciès sédimentaires** : la série éocène du bassin de Jaca correspond à des dépôts de systèmes deltaïques. Ces systèmes contiennent plusieurs types de corps sédimentaires qui constituent fréquemment des objectifs pétroliers, comme par exemple les remplissages de chenaux distributaires, les barres d'embouchures, ou les grès littoraux de front de delta.
- **Le contexte géodynamique** : Le bassin de Jaca est un bassin d'avant-pays. Son remplissage est synchrone des déformations compressives, et le contrôle structural synsédimentaire est évident, avec notamment des effets d'expansion stratigraphique prononcés dans les synclinaux, donnant localement pour la série deltaïque des variations d'épaisseur dans un rapport de 1 à 5 en quelques kilomètres.
- **Les conditions d'affleurement** : Le travail devant reposer pour une large part sur des données de terrain avec des interprétations sédimentologiques détaillées, il était nécessaire de disposer de très bonnes conditions d'observation. La série deltaïque affleure très bien dans les bordure nord et sud du bassin, avec des panneaux d'affleurements continus sur plusieurs kilomètres, permettant des études à haute résolution des géométries sédimentaires.
- **Les données géophysiques** : La société *REPSOL* a fait réaliser des lignes sismiques à travers le bassin de Jaca. Il s'agit d'une sismique d'exploration, ne permettant pas des études précises de niveaux stratigraphiques, cependant ces données sont suffisantes pour reconnaître les géométries générales à l'échelle du bassin, et pour apporter un contrôle sur les hypothèses de corrélations entre les bordures nord et sud du bassin déduites de l'analyse sédimentologique.

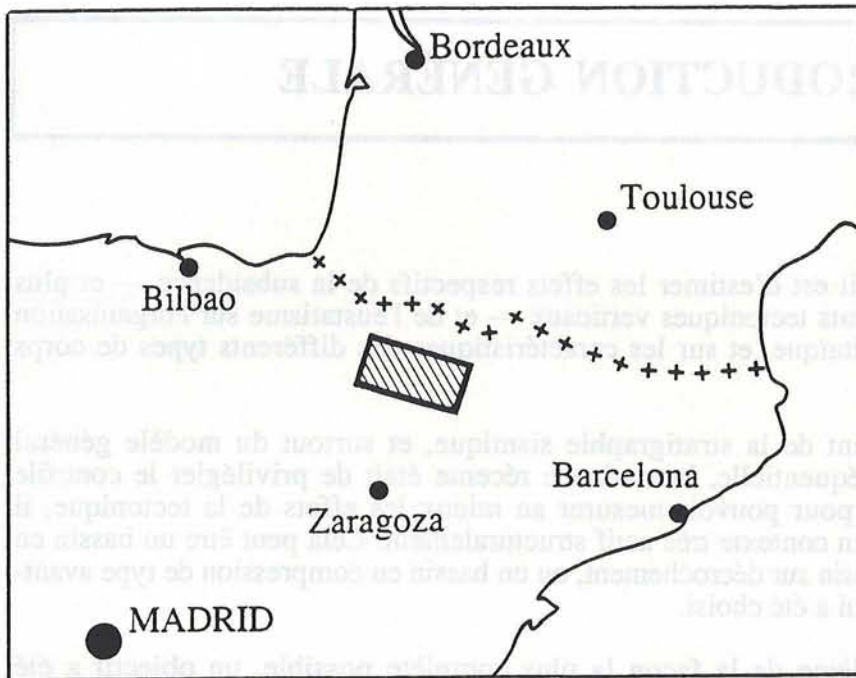


Fig. 1 : Localisation géographique de la zone étudiée.

La variété des échelles d'investigation a exigé la mise en œuvre de plusieurs types de méthodes.

Les études de terrain se sont fondées au départ sur des techniques "classiques", c'est à dire des levés de coupes, des descriptions d'affleurements et des analyses sédimentologiques. Cette approche sédimentologique a servi de base au travail d'interprétation et de corrélations par stratigraphie séquentielle haute résolution, et plus particulièrement par la méthode d'analyse du motif d'empilement de séquences élémentaires de dépôt. Les travaux d'acquisition de données de terrain ont été appuyés par l'interprétation de panneaux de photos d'affleurements.

Les données sismiques ont été interprétées selon les méthodes de stratigraphie sismique avec identification des surfaces spécifiques et de faciès sismiques, qui permettent de reconstruire les géométries sédimentaires à l'échelle du bassin.

Première Partie
ÉTAT DES CONNAISSANCES
—
MÉTHODES

Première Partie
ÉTAT DES CONNAISSANCES
—
MÉTHODES

LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION

I. LES PRINCIPES GÉNÉRAUX DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION

La stratigraphie séquentielle haute résolution est une méthode qui permet de reconstituer en détail les géométries sédimentaires dans un cadre chronostratigraphique rigoureux. Elle a été développée à partir des concepts du modèle général EXXON de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987 ; Haq *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1988). Le principe de base de ce modèle est que les séries sédimentaires s'organisent en une succession logique d'unités de dépôts isochrones contrôlées par des variations du niveau relatif de la mer. Le modèle général s'applique à l'échelle d'un bassin pour décrire l'évolution des systèmes sédimentaires sur des durées de plusieurs millions d'années. L'application de ce modèle à une échelle haute résolution a été réalisée par T.A. Cross d'une part (Cross, 1988, Cross *et al.*, 1993) et J.C. Van Wagoner d'autre part (Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991), s'appuyant en outre sur des travaux précurseurs comme ceux de Busch (1971) ou Frazier (1974).

I.1. NATURE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

I.1.1. LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

Pour comprendre la nature de l'enregistrement sédimentaire, il est nécessaire de faire la part des processus allocycliques (processus indépendants du système, comme par exemple la tectonique) et des processus autocycliques (processus liés au système comme par exemple les migrations latérales de chenaux). L'enregistrement sédimentaire dans un bassin est contrôlé par trois facteurs allocycliques (figure 2) qui sont l'eustatisme, la tectonique au sens large et le flux sédimentaire (e.g. Sloss, 1962).

- **L'eustatisme** : Il s'agit de la variation du niveau absolu de la mer. Ce facteur contrôle principalement l'extension latérale du bassin (transgressions et régressions eustatiques) et donc dans une certaine mesure son volume.
- **La tectonique** : Ce facteur est ici considéré au sens large, avec les mouvements d'échelle crustale qui déterminent la géométrie et le volume du bassin, auxquels s'ajoutent les mouvements locaux (plis, failles) qui modifient la géométrie du bassin et donc des dépôts.
- **Le flux de sédiments** : C'est le facteur dont les effets sont les plus difficiles à mesurer. Il influence l'extension du bassin (effet de comblement) mais aussi dans une certaine mesure sa géométrie (profils de dépôt et géométries sédimentaires variables selon le type d'apports). D'autre part, il dépend en partie des deux facteurs précédents, puisque par exemple une surrection tectonique va induire une augmentation du flux sédimentaire liée à l'augmentation du taux d'érosion.

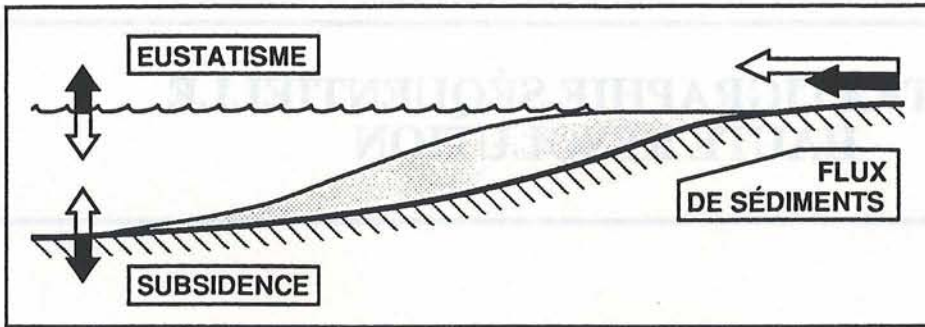


Fig. 2 : Les facteurs de contrôle de l'enregistrement stratigraphique.

I.1.2. LE NIVEAU DE LA MER

Quelles que soient les influences respectives des facteurs de contrôle, les séries sédimentaires peuvent partout être décrites sous la forme d'une succession de transgressions et de régressions à toutes les échelles, qui découlent d'une instabilité du niveau de la mer au sens qualitatif du terme, c'est à dire l'interface eau-air. Ce niveau peut être quantifié de trois manières différentes (figure 3).

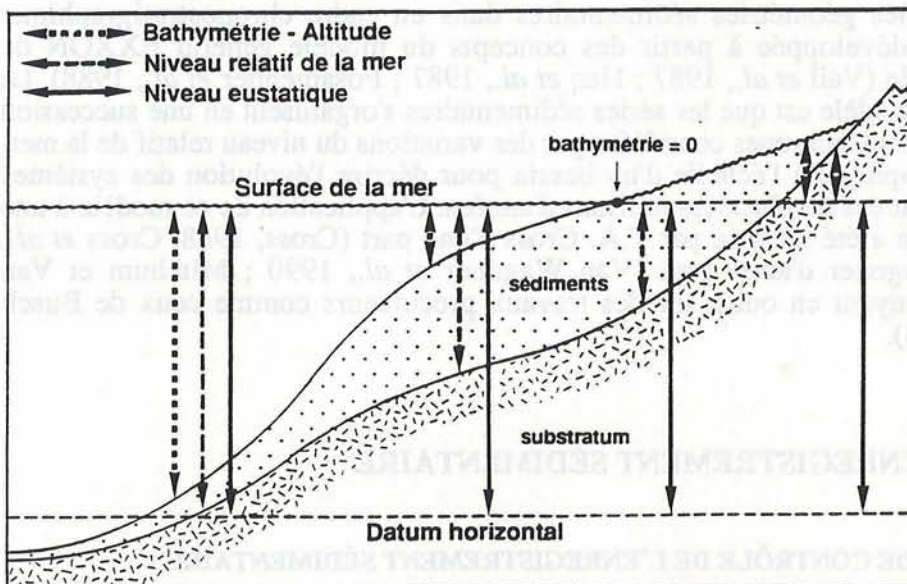


Fig. 3 : Trois manières de quantifier le niveau de la mer, avec :-
- le niveau eustatique,
- le niveau relatif,
- la bathymétrie.

- Le **niveau marin absolu** ou niveau eustatique est défini par rapport à un référentiel fixe indépendant des mouvements tectoniques, soit par exemple le centre de la Terre. Les variations du niveau absolu sont dites variations eustatiques.
- Le **niveau marin relatif** est défini en fonction d'un référentiel fixe par rapport à la série sédimentaire, influencé par les mouvements tectoniques, mais pas par le flux de sédiments. Le référentiel le plus évident dans ce cas est la surface du substrat du bassin. Du fait de l'influence de la tectonique, le niveau relatif ne varie pas toujours dans le même sens que le niveau absolu : une baisse de niveau eustatique moins rapide que la subsidence du bassin engendrera une montée du niveau relatif de la mer.
- La **profondeur d'eau** ou **bathymétrie** est définie comme la hauteur entre l'interface air-eau et l'interface eau-sédiment, soit la colonne d'eau. Les variations de bathymétrie dépendent beaucoup des variations du flux de sédiments.

À ces trois notions s'ajoutent les termes *transgression* et *régression*. Ces termes seront ici utilisés pour décrire qualitativement les migrations *longitudinales* de la ligne de rivage. Ces migrations n'ont qu'un rapport indirect avec les variations du niveau de la mer, qu'il soit absolu ou relatif.

I.2. LA NOTION D'ACCOMMODATION

L'empilement de sédiments dans des bassins pendant de longues périodes n'est rendu possible que par une création permanente d'espace ouvert à la sédimentation qui contrebalance l'effet de comblement. Cette création d'espace a été appelée *accommodation* par Jervey (1988) ; le terme anglais est repris directement en Français. Les variations d'accommodation sont guidées par deux phénomènes : l'eustatisme et la subsidence au sens large (Jervey, 1988 ; Cross, 1988). Lors de sa définition initiale, l'accommodation était donc définie comme l'espace situé entre le substrat et la surface de la mer. Cette notion a été étendue en domaine continental, où le niveau de la mer est remplacé par le "niveau de base", correspondant à la surface d'équilibre entre érosion et sédimentation (Cross *et al.*, 1993).

L'espace créé peut être complètement ou partiellement rempli selon l'importance des apports sédimentaires. L'espace réellement disponible à un moment donné est égal à l'accommodation (espace créé), à laquelle on doit soustraire l'épaisseur des sédiments déjà déposés (espace supprimé). Ainsi, l'accommodation peut être appréhendée de deux façons différentes (figure 4) :

- d'une part, c'est la somme de l'espace rempli, (l'épaisseur de sédiment), et de l'espace réellement disponible, (la bathymétrie),
- d'autre part, c'est la somme de l'espace créé par les mouvements du substrat (la subsidence) et de l'espace créé par les mouvements du niveau marin absolu (l'eustatisme).

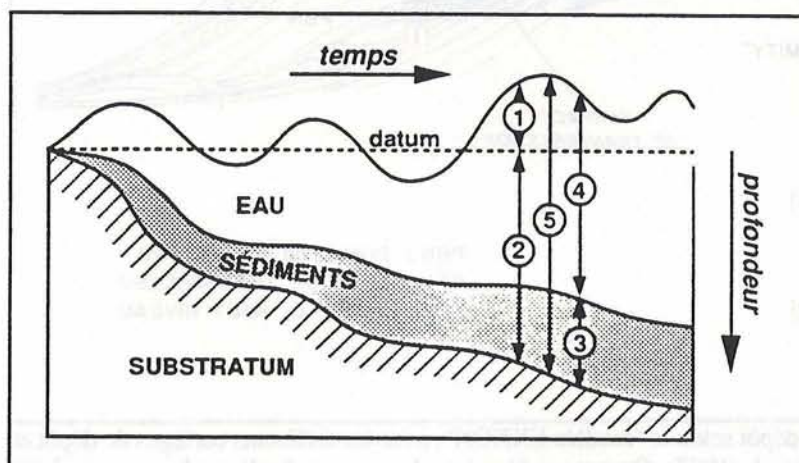


Fig. 4 : Schéma synthétique des différentes notions relatives au niveau marin et à l'accommodation. On y distingue : (1) le niveau eustatique ; (2) la subsidence ; (3) l'épaisseur de sédiment cumulée (accommodation remplie) ; (4) l'espace réellement disponible (accommodation non remplie) équivalent de la profondeur d'eau ou bathymétrie ; (5) le niveau relatif de la mer.

I.3. LA NOTION DE SÉQUENCE DE DÉPÔT

I.3.1. DÉFINITION DE LA SÉQUENCE DE DÉPÔT

La notion de séquence est assez ancienne (voir par exemple : Sloss, 1950, 1962 ; Wheeler, 1959 ; Harrington, 1965). L'acception qui a longtemps prévalu est celle qui a été formalisée en 1977 lors de la publication du modèle EXXON de stratigraphie séquentielle (Payton, 1977), dans lequel une séquence de dépôt est « une unité stratigraphique composée d'une succession relativement concordante de strates génétiquement liées, limitée à son sommet et à sa base par des discordances ou par les surfaces de concordance qui leur sont corrélatives » (Mitchum *et al.*, 1977). La tendance actuelle est de définir une séquence de dépôt comme l'ensemble des sédiments déposés lors d'un cycle complet de variation du niveau relatif de la mer (figure 5).

La séquence de dépôt est divisée en "cortèges de dépôt" (*systems tracts* de Brown et Fischer, 1977) correspondant aux différentes phases de variation du niveau relatif de la mer. Les dépôts mis en place durant la chute et le bas niveau relatif constituent le cortège de bas niveau (*Lowstand Systems Tract*), les dépôts correspondant à la phase de remontée du niveau relatif de la mer constituent le cortège transgressif (*Transgressive Systems Tract*), enfin les

dépôts mis en place en fin de montée et en haut niveau relatif forment le cortège de haut niveau (*Highstand Systems Tract*). Les cortèges de dépôt sont séparés par des surfaces spécifiques, qui sont : La discordance de chute (*Unconformity*), la surface de transgression (*Transgressive Surface*) et la surface d'inondation maximale (*Maximum Flooding Surface*).

Dans la séquence de dépôt illustrée sur la figure 5, les limites de séquences sont placées au niveau des discordances de chutes, c'est à dire suivant "l'école EXXON" (Vail *et al.*, 1987, 1991 ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990), pour qui les termes discordance (*unconformity*) et limite de séquence (*sequence boundary*) sont pratiquement synonymes. D'autres auteurs placent les limites de séquences au niveau des surfaces d'inondation maximale (exemple : Cross, 1988 ; Galloway, 1989).

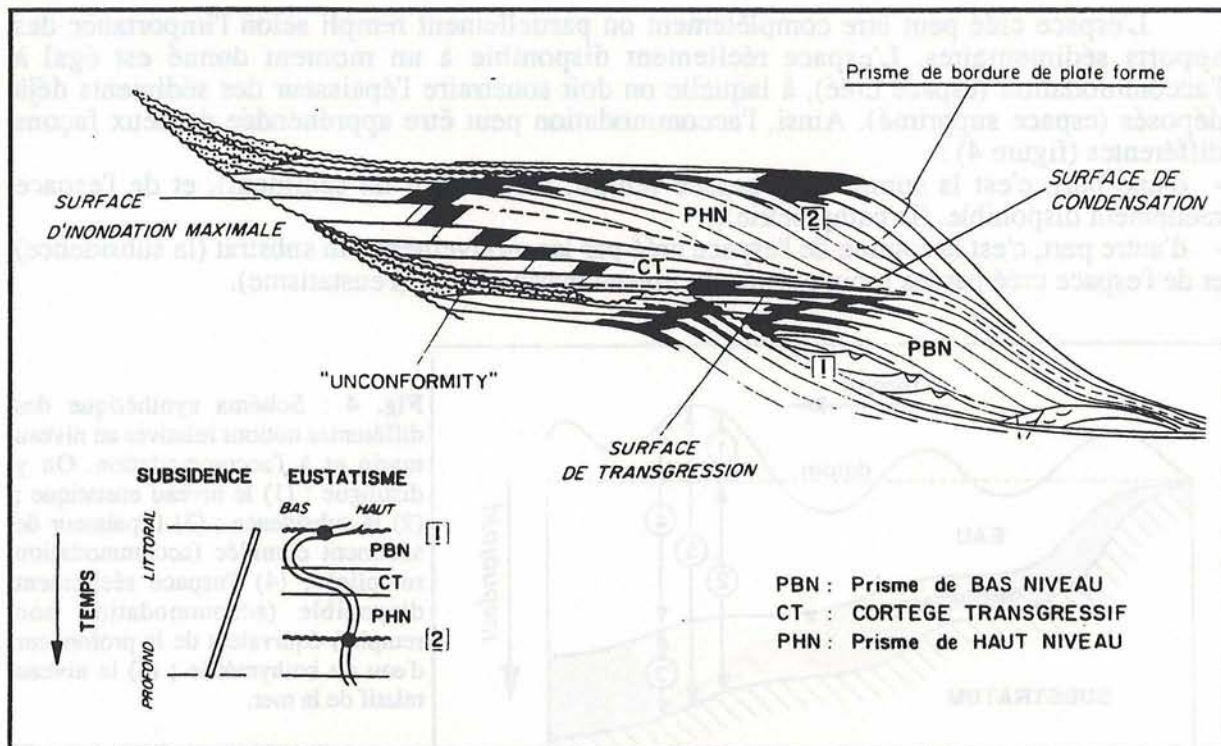


Fig. 5 : Architecture d'une séquence de dépôt selon le "modèle EXXON", avec les différents cortèges de dépôt et les surfaces spécifiques. D'après Haq *et al.* (1987). On note qu'il existe deux types de discordances, résultant d'une chute importante (Type 1) ou limitée (Type 2) du niveau relatif de la mer.

I.3.2. LES ORDRES DE SÉQUENCES

La tectonique et l'eustatisme présentent chacun plusieurs ordres de variations d'amplitudes et de durées variables. Du fait que la variation du niveau relatif de la mer résulte du jeu combiné de ces deux paramètres (figure 6), il existe plusieurs ordres de séquences de dépôt.

Suivant "l'école EXXON" (*e.g.* Vail *et al.*, 1991), il est classiquement défini six ordres de séquences de dépôts en fonction de la durée qu'elles représentent :

- 1^{er} ordre : Supérieur à 50 millions d'années (ma),
- 2^e ordre : 3 à 50 ma,
- 3^e ordre : 0,5 à 3 ma,
- 4^e ordre : 0,08 à 0,5 ma,
- 5^e ordre : 0,03 à 0,08 ma,
- 6^e ordre : 0,01 à 0,03 ma,

La séquence de dépôt habituellement décrite dans le modèle EXXON de stratigraphie séquentielle correspond au 3^{ème} ordre.

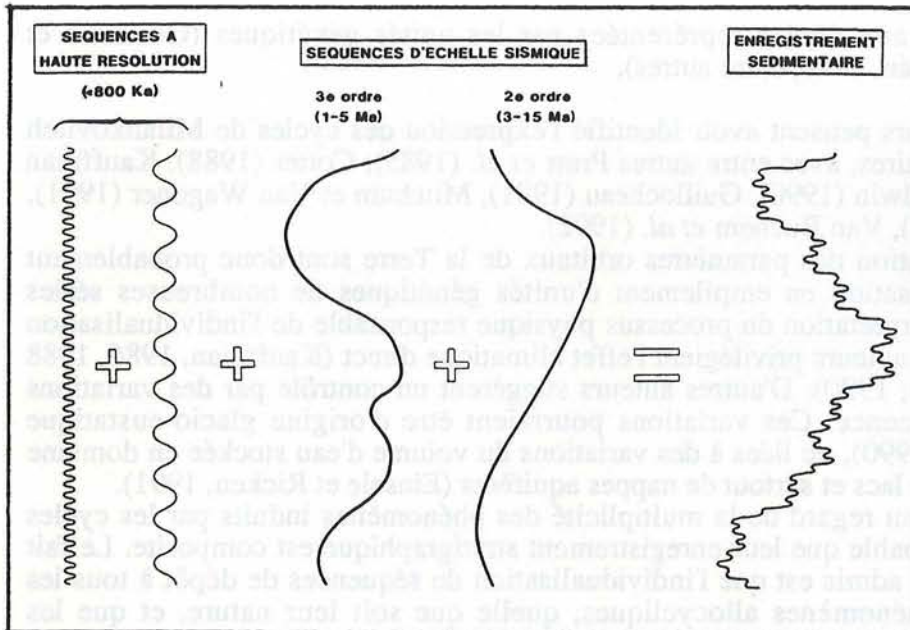


Fig. 6 : Addition de plusieurs ordres de variation du niveau relatif de la mer. Les cycles à haute fréquence sont périodiques et présumés glacio-eustatiques, les cycles apériodiques de 3e ordre peuvent être tectono-eustatiques ou purement tectoniques, les grands cycles apériodiques sont d'origine tectonique. La définition des ordres de cyclicité est celle utilisée dans le modèle général EXXON de stratigraphie séquentielle (voir Van Wagoner *et al.*, 1988, par exemple). Modifié d'après Guillocheau (1991).

I.4. LES UNITÉS GÉNÉTIQUES : SÉQUENCES ÉLÉMENTAIRES DE DÉPÔT

Il a été remarqué depuis très longtemps que les séries sédimentaires sont constituées par endroits d'un empilement de petites unités de dépôt métriques à plurimétriques, très semblables, constituant un motif répétitif, qui ont été décrites entre autres sous le nom de cyclothèmes (ex. : Wanless et Weller, 1932). Ces unités de dépôt étaient attribuées le plus souvent à des processus autocycliques (Beerbouwer, 1964, par exemple) c'est à dire contrôlés par des facteurs propres au système sédimentaire (avulsion de chenaux, divagation aléatoire des embouchures dans un delta, etc...).

La tendance actuelle est de considérer que l'organisation des séries sédimentaires en petites unités de dépôt élémentaires correspond à l'enregistrement de phénomènes allocycliques (Goodwin et Anderson, 1985 ; Cross, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; par exemple). Ces unités seraient les séquences élémentaires de dépôt générées par les cycles à haute fréquence de variation du niveau relatif de la mer. Elles sont appelées unités génétiques (*genetic units* : Busch, 1971), PACs (acronyme de *Punctuated Aggradational Cycles* : Goodwin et Anderson, 1985), événements de progradation (*progradational events* : Cross, 1988), épisodes de dépôt simples (*simple depositional episodes* : Galloway, 1989), paraséquences (*Parasequences* : Van Wagoner *et al.*, 1990), séquences génétiques (Guillocheau, 1990). C'est le terme "unité génétique" qui sera employé dans ce mémoire, il a le privilège de l'antériorité et ne présente pas une connotation "autocyclique" comme le terme — plus ancien — de *cyclothème*.

I.4.1. NATURE DU CONTRÔLE ALLOCYCLIQUE À HAUTE FRÉQUENCE

L'origine allocyclique des unités génétiques n'est pas unanimement admise. Certains auteurs, se fondant essentiellement sur des approches mathématiques, avancent d'autres hypothèses. Slingerland (1990) propose que l'enregistrement sédimentaire répond à la théorie du "chaos déterministe", c'est à dire des phénomènes aléatoires donnant une impression d'organisation. Gaffin (1992) propose un modèle "d'oscillations non forcées" (*unforced oscillations*), par le jeu d'oscillateurs non linéaires qui tendent à se synchroniser.

La plupart des modèles invoquent néanmoins un contrôle par un phénomène naturel cyclique, dont le plus classique est la variation des paramètres orbitaux de la Terre ou cycles de Milankovitch, dont les périodes s'échelonnent de 20.000 à 400.000 ans. Ces ordres de

grandeur correspondent aux durées représentées par les unités génétiques (Goodwin et Anderson, 1985 ; Kauffman, 1986, entre autres).

De nombreux auteurs pensent avoir identifié l'expression des cycles de Milankovitch dans des séries sédimentaires, avec entre autres Pratt *et al.* (1985), Cotter (1988), Kauffman (1988), Anderson et Goodwin (1990), Guillocheau (1991), Mitchum et Van Wagoner (1991), Connolly et Stanton (1992), Van Buchem *et al.* (1992).

Les cycles de variation des paramètres orbitaux de la Terre sont donc probablement responsables de l'organisation en empilement d'unités génétiques de nombreuses séries sédimentaires, mais l'interprétation du processus physique responsable de l'individualisation des unités varie. Certains auteurs privilégient l'effet climatique direct (Kauffman, 1986, 1988 ; Perlmutter et Matthews, 1990). D'autres auteurs suggèrent un contrôle par des variations eustatiques à haute fréquence. Ces variations pourraient être d'origine glacio-eustatique (Anderson et Goodwin, 1990), ou liées à des variations du volume d'eau stockée en domaine continental sous forme de lacs et surtout de nappes aquifères (Einsele et Ricken, 1991).

Quoi qu'il en soit, au regard de la multiplicité des phénomènes induits par les cycles astronomiques, il est probable que leur enregistrement stratigraphique est composite. Le fait maintenant généralement admis est que l'individualisation de séquences de dépôt à tous les ordres est le fruit de phénomènes allocycliques, quelle que soit leur nature, et que les phénomènes induisant l'individualisation des unités génétiques sont vraisemblablement cycliques et périodiques.

En théorie, les unités génétiques correspondent à l'expression de cycles élémentaires de variation du potentiel d'accommodation. L'enregistrement de cette variation est fortement dépendant du régime de subsidence. Dans les zones très subsidentes comme les bassins d'avant-pays, les unités génétiques peuvent correspondre à des durées de temps très faibles (quelques dizaines de milliers d'années) et enregistrer réellement le plus petit ordre de variation allocyclique. À l'inverse, dans des bassins intra-cratoniques peu subsidents, une unité génétique de quelques mètres peut représenter plusieurs centaines de milliers d'années, le faible taux de subsidence ne permettant pas d'enregistrer les variations à plus haute fréquence. En pratique, l'unité génétique est donc la plus petite unité stratigraphique identifiable qui résulte d'un véritable cycle de variation du niveau relatif de la mer.

Malgré cette restriction, il apparaît que l'interprétation de l'histoire sédimentologique d'un bassin doit commencer par l'étude des unités génétiques qui sont les objets les plus simples du point de vue de leur organisation interne, et les plus faciles à caractériser sur le terrain ou sur carottes du fait de leur petite taille (Cross, 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Homewood *et al.*, 1992). C'est sur l'analyse de ces unités, de leur géométrie et de leur mode d'empilement ou *Stacking Pattern* (Cross, 1988 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991) que reposent les modèles d'application de la stratigraphie séquentielle haute résolution.

I.4.2. LES MODÈLES D'UNITÉS ÉLÉMENTAIRES DE DÉPÔT

a. Les modèles d'unités simples de progradation

Ces modèles impliquent que les unités génétiques sont constituées uniquement d'un prisme progradant, formé lorsque le taux de sédimentation est supérieur au taux de création d'accommodation, et qui est séparé de l'épisode suivant par une surface d'inondation générée par une montée rapide du niveau relatif de la mer.

La succession d'unités génétiques serait dans ce cas l'image d'une montée progressive du niveau relatif de la mer "ponctuée" par des remontées rapides (figure 7). C'est typiquement le modèle de paraséquence issu du modèle général EXXON de stratigraphie séquentielle (Vail *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1988), qui a été repris pour des approches haute résolution, en particulier par Van Wagoner *et al.* (1990).

Dans ce modèle, l'unité élémentaire de dépôt (paraséquence) n'est pas similaire à une véritable séquence de dépôt en ce sens qu'elle ne correspond pas à un cycle de variation du niveau relatif de la mer (chute et montée), il n'existe pas de cortèges de dépôt (au sens de Brown et Fischer, 1977).

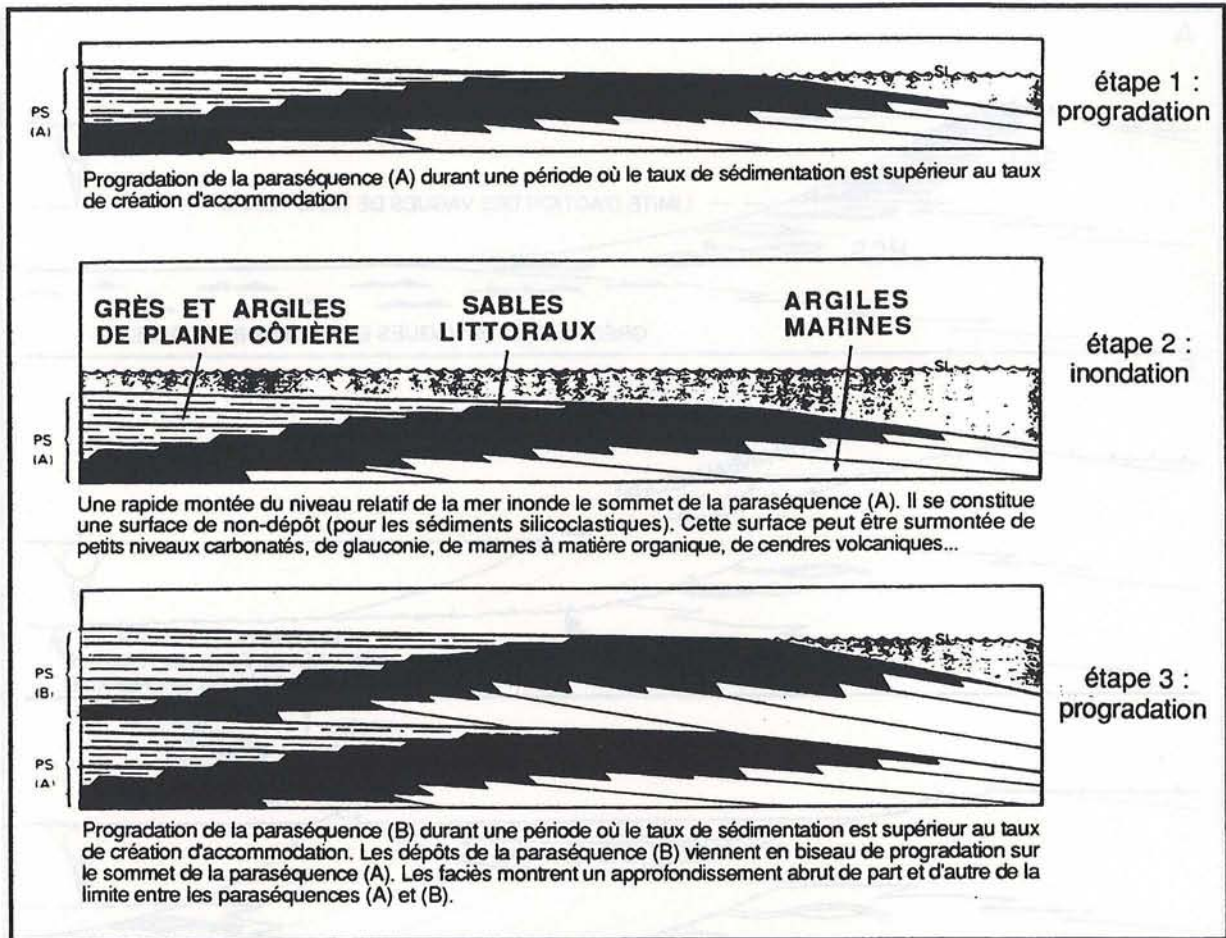


Fig. 7 : Modèle de paraséquences : unités de progradation séparées par des surfaces d'inondation. D'après Van Wagoner *et al.* (1990).

b. Les modèles de séquences élémentaires de dépôt

Dans ce type de modèle, il est fait l'hypothèse qu'une unité génétique correspond à l'enregistrement d'un véritable cycle de variation du niveau relatif de la mer, avec des dépôts mis en place en périodes de haut niveau, de chute, de bas niveau et de montée, c'est à dire des véritables cortèges de dépôt (*systems tracts*), au sens de Brown et Fischer (1977). Il a été proposé plusieurs modèles dont deux sont exposés ici :

- Le modèle de Plint

Le modèle de Plint (1988, 1991) montre la réponse stratigraphique à une chute du niveau relatif de la mer en domaine littoral, qui se marque par une "migration et une descente" (*downwardshift*) progressives des dépôts de *shoreface* en direction de la mer. (figure 8). La perte d'accommodation amènerait alors les dépôts de *shoreface* supérieur à reposer directement sur les faciès d'*offshore* déposés pendant le haut niveau, par l'intermédiaire d'une surface d'érosion sous-marine générée par les vagues. Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, il y aurait une aggradation des faciès de *shoreface* supérieur autorisant la formation et la préservation de faciès de lagune.

Dans le cas d'une chute du niveau relatif de la mer de grande ampleur, il y aurait un *downwardshift* très marqué de la ligne de rivage, avec développement d'un *shoreface* de bas niveau en contrebas du *shoreface* de haut niveau. Lors de la remontée du niveau relatif de la mer, l'érosion par les houles pourrait complètement déconnecter les deux prismes littoraux, donnant ainsi un *shoreface* isolé dans des argiles d'*offshore*. On parle dans ce cas de "régression forcée" (*forced regression*). Ce modèle, qui pourrait expliquer l'origine des "barres d'*offshore*", a été repris et développé par de nombreux auteurs (Dam & Surlyk, 1992 ; Hunt et Tucker, 1992 ; Posamentier *et al.*, 1992, entre autres).

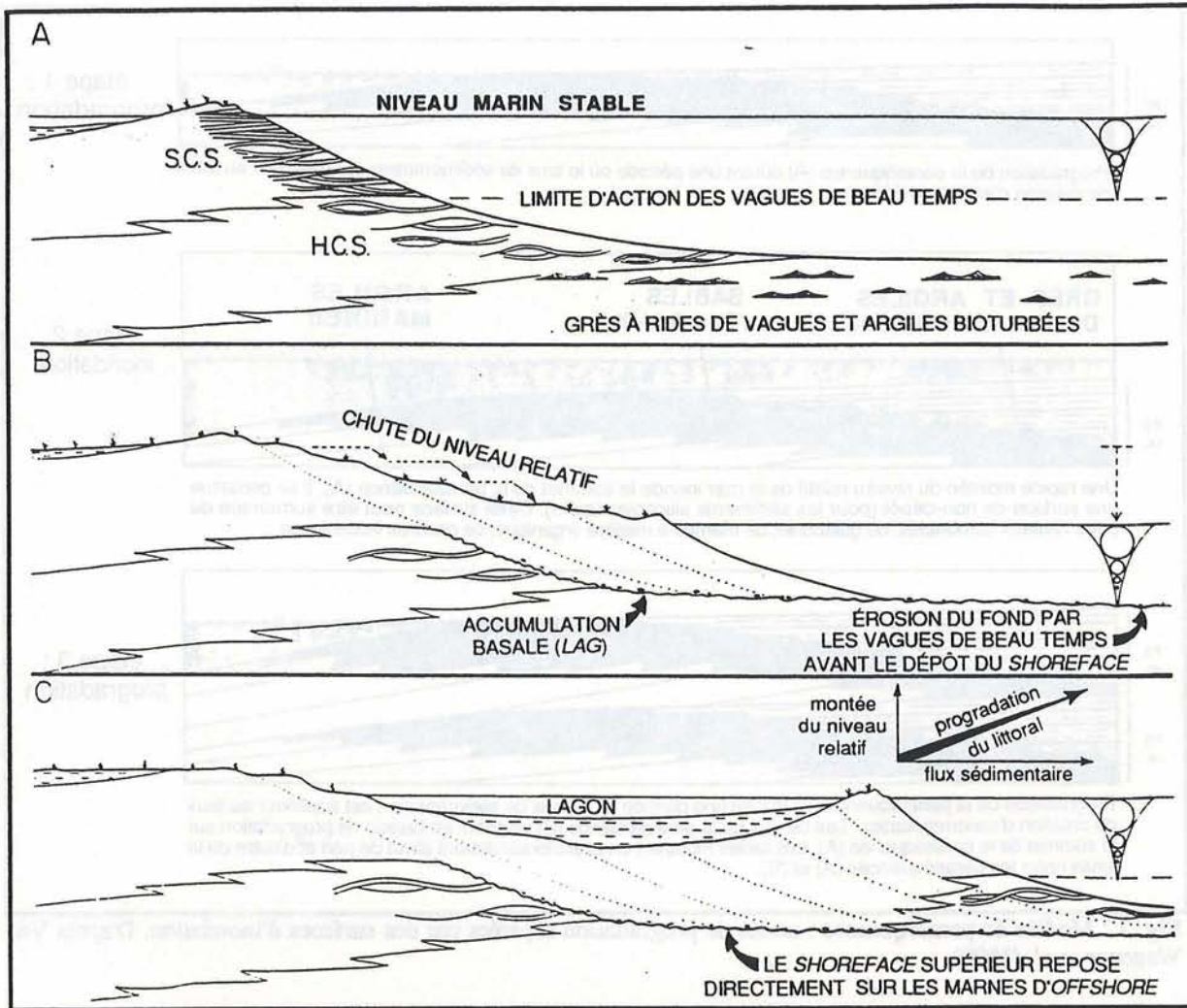


Fig. 8 : Le Modèle de "paraséquence" de Plint : Réponse stratigraphique en domaine littoral à une chute de faible amplitude du niveau relatif de la mer. La discordance n'est claire qu'en domaine sous-marin où elle est générée par l'action des houles. Remarquer que l'existence et la préservation du faciès lagunaire sont liés à la phase de remontée du niveau relatif. Légèrement modifié d'après Plint (1988).

- Le modèle de séquence génétique

Aucun des modèles présentés jusqu'ici n'est entièrement satisfaisant. Le modèle de paraséquence de Van Wagoner *et al.* (1990) présente une image trop simpliste de l'unité génétique, en n'envisageant pas de véritable chute du niveau relatif de la mer. Le modèle de Plint est plus réaliste, il rend bien compte de certaines géométries observées à l'affleurement, par exemple par Eschard *et al.* (1992, 1993b) ; il présente l'inconvénient de se limiter à la réponse stratigraphique en domaine de *shoreface* et de ne pas décrire un cycle complet de variation du niveau relatif de la mer.

Guillocheau *et al.* (1991) proposent un modèle d'unité génétique plus complet (figure 9), décrivant la réponse stratigraphique à un cycle élémentaire de variation du niveau relatif de la mer en domaine de plaine côtière, de *shoreface* et d'*offshore*. Pour ces auteurs, s'appuyant sur Cross (1988), il existe un contraste important de géométries sédimentaires et de types de faciès préservés entre les périodes de chute et de montée du niveau relatif de la mer :

- Lors de la chute du niveau marin relatif, en zone continentale, les cours d'eau ont tendance à surcreuser leur lit et à accroître leur capacité de transport, les plaines alluviales sont de moins en moins souvent recouvertes par les crues. Les sédiments ne se déposent donc pas en domaine continental, où se développent alors des sols, et transitent jusqu'au littoral. Là, ils se déposent par perte de charge aux embouchures des fleuves, et peuvent être redistribués par les courants côtiers. La création d'espace étant minimale, les sédiments ne peuvent s'empiler verticalement, il y a donc une forte progradation des systèmes littoraux.

- Lors de la remontée, en tout point du profil d'un cours d'eau, la dénivelée par rapport au niveau de la mer décroît, il y a diminution des vitesses d'écoulement, et donc de la capacité de transport. Il y a alors tendance au dépôt, remplissage des fonds de chenaux, et reprise des débordements de crues en domaine de plaine alluviale. Ceci a pour effet de piéger une bonne partie du sédiment en domaine continental. C'est à ce moment que se rencontre le plus gros déficit sédimentaire en domaine *offshore* et que se crée, à l'échelle de la séquence génétique, un horizon condensé majeur. En domaine littoral, la montée du niveau relatif de la mer induit un recul de la ligne de rivage vers le continent. L'action des vagues a pour effet d'éroder le substratum, ce qui se matérialise par une surface particulière appelée surface de ravinement. Le produit de la destruction est redistribué d'une part en domaine d'*offshore* sous forme de dépôts très bioturbés à glauconie, décrits depuis longtemps sous le nom de sables de transgression, et d'autre part en domaine de plaine côtière sous forme de lobes de débordement de tempêtes et de complexes tidaux (Demarest et Kraft, 1987 ; Eschard *et al.*, 1993b ; Desaubliaux, 1993).

La différence de comportement des systèmes sédimentaires et de répartition des sédiments entre périodes de chute et de montée a été appelée *volumetric partitioning* par Cross (1991, 1993), ce qui sera traduit ici par le néologisme : "partitionnement volumétrique".

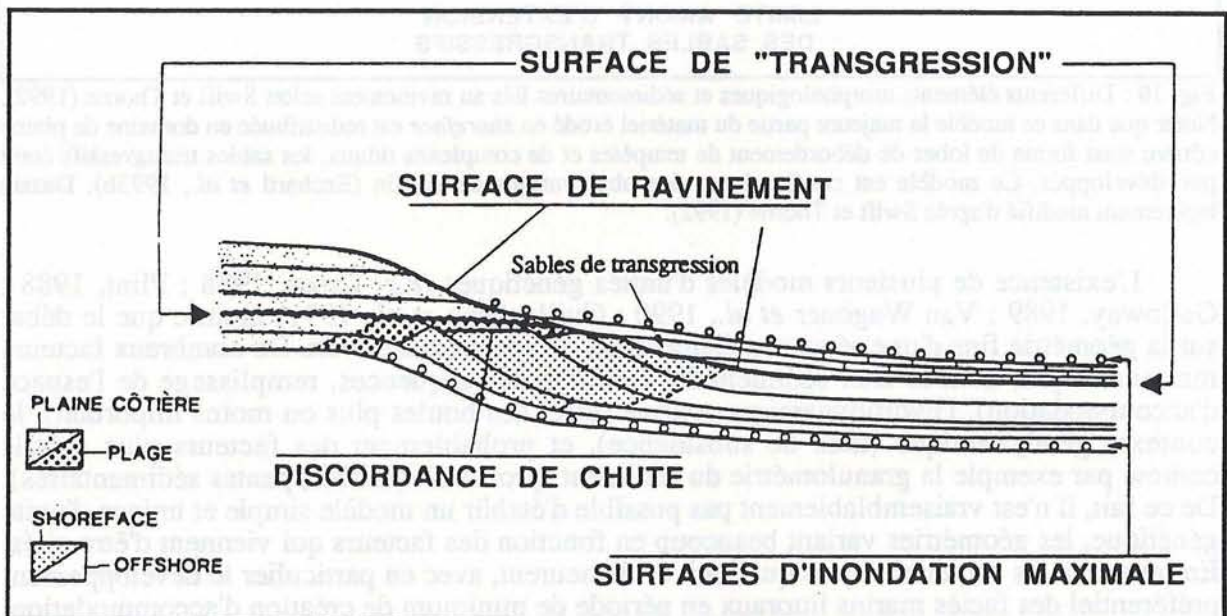


Fig. 9 : Modèle de séquence génétique (Guillocheau, 1990) illustrant la réponse sédimentaire à un cycle élémentaire de chute puis de remontée du niveau relatif de la mer. Modifié d'après Guillocheau *et al* (1991).

Un élément important de l'architecture d'une séquence de dépôt est la surface de ravinement, qui est une surface d'érosion sous-marine générée par l'action des houles lors de la remontée de la mer vers le continent. Le mode de formation de cette surface est décrit entre autres par Kraft (1971), Kraft et John (1979), Demarest et Kraft (1987), Eschard *et al.* (1992, 1993b). Le principe en est que lors de la transgression, l'action physique des vagues sur le substrat a pour effet de remobiliser une partie du sédiment et de le redistribuer d'une part en domaine *offshore*, sous forme de "sables de transgression", et d'autre part en domaine de plaine côtière sous forme de lobes de débordements de tempêtes (figure 10).

Une surface de ravinement est une surface diachrone. Elle marque simplement le passage de la zone de déferlement des houles et donc le retour à un milieu marin vrai (transgression au sens propre du terme). C'est une surface physique corrélable, mais ce n'est pas une surface-temps (Demarest et Kraft, 1987 ; Guillocheau *et al.*, 1991 ; Eschard *et al.*, 1993b). La surface de ravinement est souvent la surface d'érosion la plus marquée à l'échelle des unités génétiques (voir par exemple : Murakoshi et Masuda, 1992 ; Eschard *et al.*, 1993b), et à ce titre, elle peut être confondue avec une discordance de chute. Du fait de cette similitude d'aspect, qui risque de provoquer des confusions, le choix de la surface d'inondation maximale comme limite d'unité génétique est particulièrement indiqué.

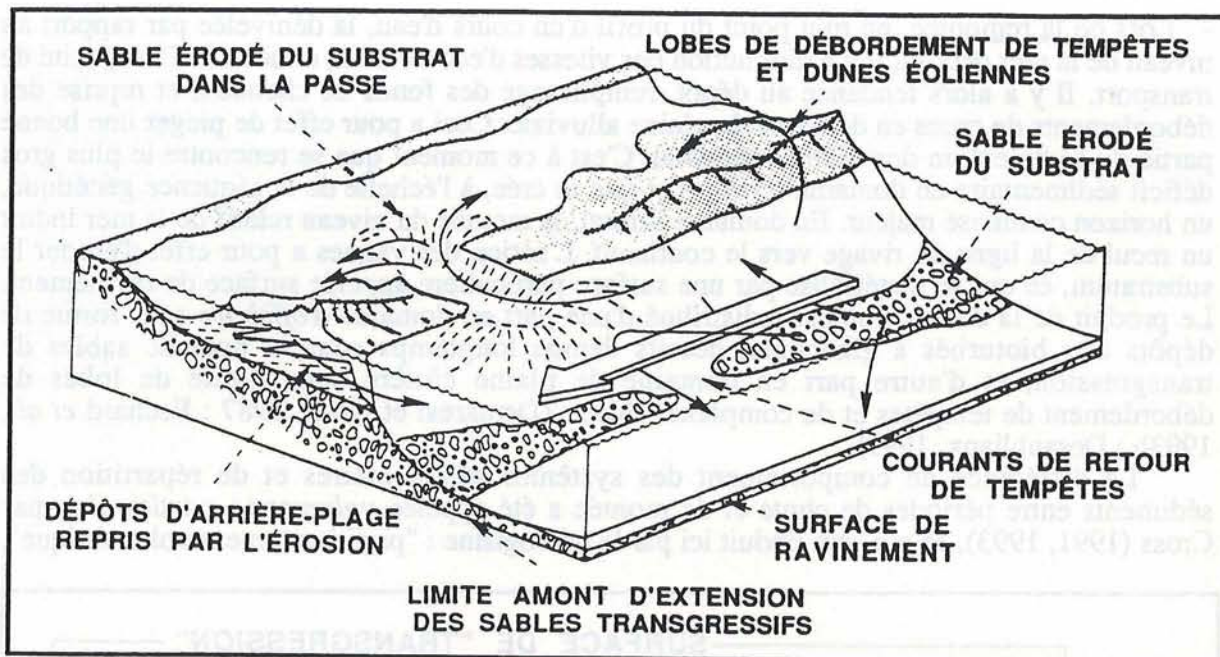


Fig. 10 : Différents éléments morphologiques et sédimentaires liés au ravinement selon Swift et Thorne (1992). Noter que dans ce modèle la majeure partie du matériel érodé en *shoreface* est redistribuée en domaine de plaine côtière sous forme de lobes de débordement de tempêtes et de complexes tidaux, les sables transgressifs étant peu développés. Ce modèle est confirmé par des observations de terrain (Eschard *et al.*, 1993b). Dessin légèrement modifié d'après Swift et Thorne (1992).

L'existence de plusieurs modèles d'unités génétiques (*e.g.* Cross, 1988 ; Plint, 1988 ; Galloway, 1989 ; Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Guillocheau *et al.*, 1991) montre que le débat sur la géométrie fine d'une séquence élémentaire de dépôt reste ouvert. De nombreux facteurs rentrent en jeu, dont le flux sédimentaire (volume des séquences, remplissage de l'espace d'accommodation), l'hydrodynamique marine (effet des houles plus ou moins important), le contexte géodynamique (taux de subsidence), et probablement des facteurs plus subtils comme par exemple la granulométrie du sédiment (profils d'équilibre, pentes sédimentaires). De ce fait, il n'est vraisemblablement pas possible d'établir un modèle simple et unique d'unité génétique, les géométries variant beaucoup en fonction des facteurs qui viennent d'être cités. En revanche les caractéristiques qualitatives demeurent, avec en particulier le développement préférentiel des faciès marins littoraux en période de minimum de création d'accommodation, et la préservation des faciès de plaine côtière lors des périodes de maximum de création d'accommodation (Homewood *et al.*, 1992 ; Cross *et al.*, 1993).

I.4.3. CARACTÉRISATION DES UNITÉS GÉNÉTIQUES

L'existence des unités génétiques en tant qu'entités logiques corrélables est maintenant un fait acquis. Elles ont été décrites dans tous les types d'environnements : en milieu fluviatile (Olsen, 1991 ; Merzeraud, 1992), en milieu marin restreint (Merzeraud, 1992, Guillocheau *et al.*, 1993), en milieu tidal (Guillocheau *et al.*, 1989 ; Lejay, 1991), en domaine de plate-forme silicoclastique (Cotter, 1988 ; Guillocheau, 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991), en domaine de plate-forme carbonatée (Goodwin et Anderson, 1985 ; Goldhammer *et al.*, 1990), en domaine mixte terrigène-carbonaté (Borer et Harris, 1991).

Une unité génétique est la réponse à un cycle de variation du niveau relatif de la mer, ou, d'une manière plus générale, à un cycle de variation de l'accommodation (Cross, 1988 ; Homewood *et al.*, 1992). Ces cycles sont identifiés par l'étude des faciès sédimentaires, qui permet d'accéder aux successions de milieux de dépôt dans le temps.

— Lors de la phase de diminution du taux d'accommodation, il arrive un moment où la création d'espace ne contrebalance plus le taux de sédimentation. Il y a alors une tendance à la progradation générale, se marquant sur une coupe verticale par une succession de faciès

sédimentaires correspondant à des paléo-environnements de plus en plus proximaux (par rapport au continent).

— Lors d'une phase d'augmentation du taux d'accommodation, il arrive un moment où les apports ne suffisent plus à combler l'espace créé. Il s'amorce alors une rétrogradation générale des systèmes sédimentaires, se marquant sur une coupe verticale par une succession de faciès sédimentaires correspondant à des paléo-environnements de plus en plus distaux.

L'identification des unités génétiques passe donc impérativement par l'analyse des faciès sédimentaires et leur interprétation en termes de milieux de dépôt (Van Wagoner *et al.*, 1990 ; Homewood *et al.*, 1992). Du fait de leur origine allocyclique, les unités génétiques sont exprimées dans toutes les parties du bassin, mais elles ne présentent pas le même aspect selon les types d'environnements de dépôt. (figures 11, 12 et 13 ; les trois figures sont fortement inspirées de Guillocheau, 1990 et Merzeraud, 1992).

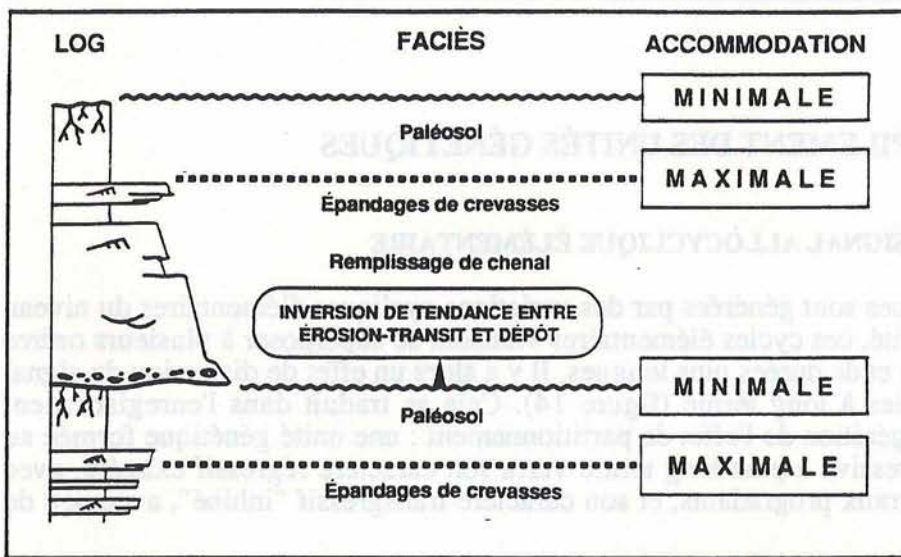


Fig. 11 : Expression d'une unité génétique en milieu continental (sans échelle, épaisseur pluri-métrique).

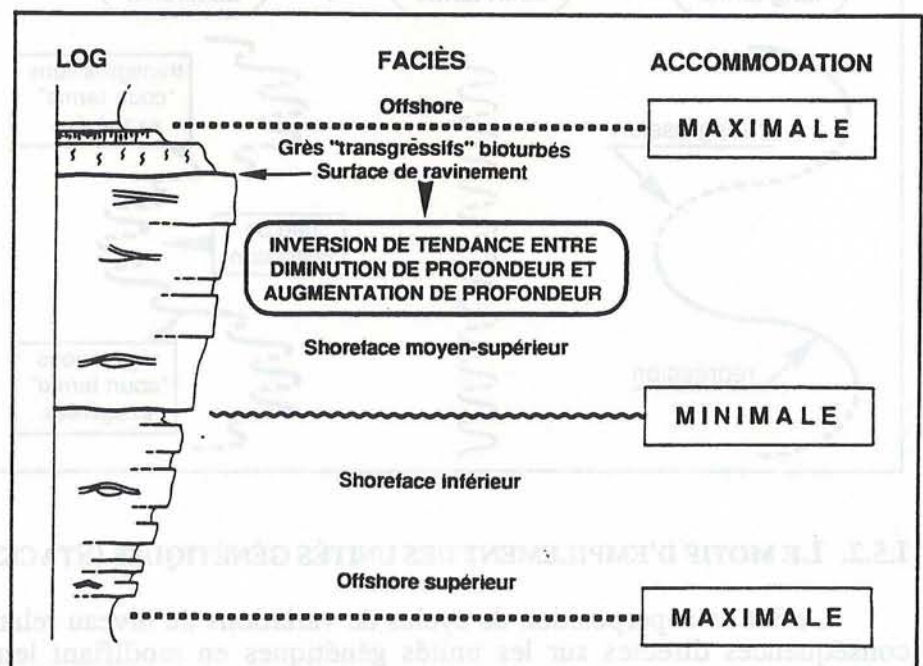


Fig. 12 : Expression d'une unité génétique en domaine littoral à haute énergie (sans échelle, épaisseur plurimétrique).

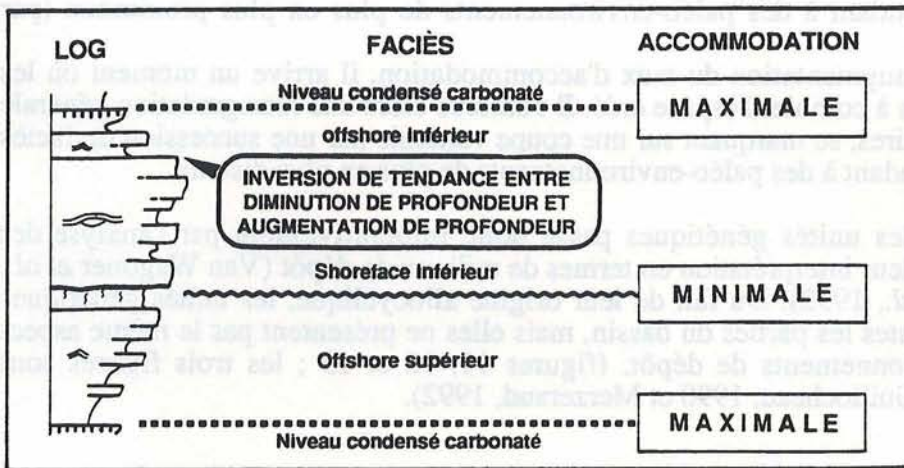


Fig. 13 : Expression d'une unité génétique en milieu offshore proximal (sans échelle, épaisseur pluri-métrique).

I.5. LE MODE D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES

I.5.1. DISTORSION DU SIGNAL ALLOCYCLIQUE ÉLÉMENTAIRE

Les unités génétiques sont générées par des variations cycliques élémentaires du niveau relatif de la mer. En réalité, ces cycles élémentaires viennent se superposer à plusieurs ordres de cyclicité d'amplitudes et de durées plus longues. Il y a alors un effet de distorsion du signal élémentaire par les cycles à long terme (figure 14). Cela se traduit dans l'enregistrement stratigraphique par l'exagération de l'effet de partitionnement : une unité génétique formée au sein d'une tendance régressive à plus long terme verra son caractère régressif exagéré, avec beaucoup de dépôts littoraux progradants, et son caractère transgressif "inhibé", avec peu de dépôts de plaine côtière.

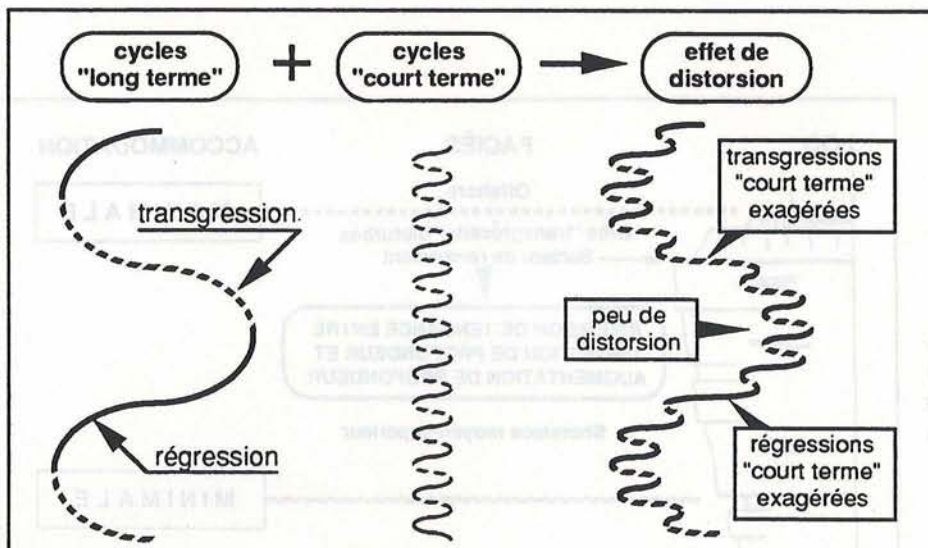


Fig. 14 : Superposition de cycles de variation du niveau relatif de la mer de fréquence et d'amplitude différentes. Durant la transgression à long terme, les phases transgressives d'unités génétiques sont exagérées, et les phases régressives "inhibées". Le phénomène inverse se produit lors de la phase régressive du cycle à long terme.

I.5.2. LE MOTIF D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES (STACKING PATTERN)

L'effet de superposition de cycles de variations du niveau relatif de la mer a donc des conséquences directes sur les unités génétiques en modifiant leur architecture et leurs positions relatives (Cross, 1988 ; Guillocheau *et al.*, 1991). Ceci a été modélisé principalement par Cross (1988), et par Galloway (1989).

Cross (1988) a établi un modèle de répartition des sédiments entre plaine côtière et *shoreface* en fonction de variations du niveau relatif de la mer à deux ordres (figure 15).

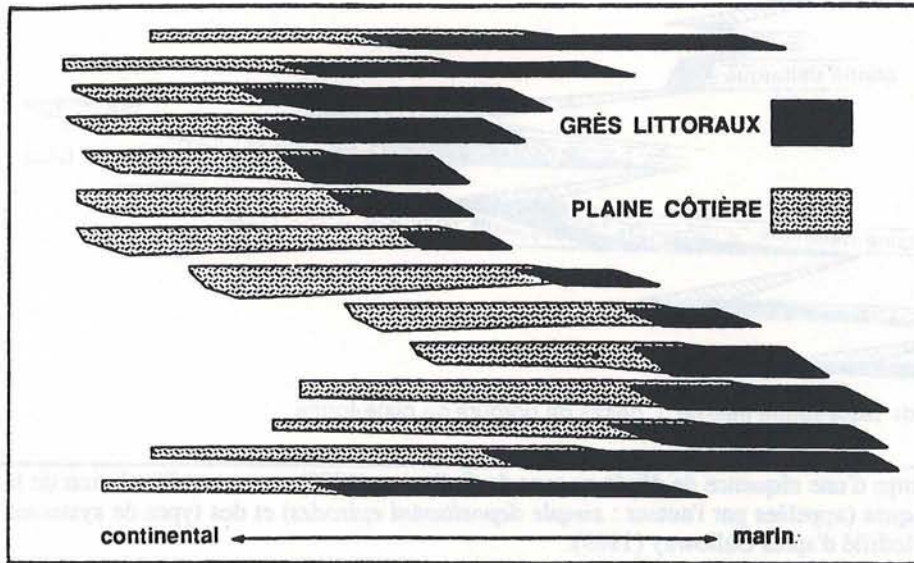


Fig. 15 : Évolution, dans l'espace et dans le temps, du partitionnement (*partitioning*) des sédiments entre les domaines de *shoreface* et de plaine côtière. Les unités génétiques sont horizontalisées ; les espaces entre chaque unité génétique sont destinés à mettre en évidence chaque unité isochrone, ils sont placés aux périodes d'inondation maximale. Modifié d'après Cross (1988).

Cross utilise une nomenclature particulière pour décrire la tendance générale de l'empilement d'unités génétiques au sein du cycle à long terme :

- *Seaward Stepping* ou migration vers la mer pour une tendance générale à la progradation
- *Landward Stepping* ou migration vers le continent pour une tendance générale à la rétrogradation
- *Vertical Stacking* ou empilement vertical pour une tendance générale à l'aggradation.

La tendance évolutive montrée par l'empilement des unités génétiques est appelée *Stacking Pattern*, ce qui est traduit par "motif d'empilement".

Le partitionnement volumétrique entre les domaines de plaine côtière et de littoral prédit par ce modèle est le suivant : au sein des périodes de progradation générale, les unités génétiques sont peu épaisses et les faciès de *shoreface* sont très étendus (exagération du caractère régressif à l'échelle des unités génétiques) ; au cours de la période de rétrogradation générale les unités génétiques présentent un caractère transgressif exagéré, avec une faible extension longitudinale, des faciès de *shoreface* peu développés, et beaucoup de dépôts de plaine côtière (exagération du caractère transgressif).

Dans le même ordre d'idées, Galloway (1989) a établi un modèle d'évolution de la géométrie des unités génétiques au sein d'une séquence de "3e ordre" comprise entre deux surfaces d'inondation maximale (figure 16). Il apparaît, comme dans le modèle de Cross, un effet de distorsion des géométries des unités génétiques : les unités formées en période de progradation au 3e ordre présentent un caractère progradant très marqué, alors que les unités formées en période de rétrogradation au 3e ordre présentent un caractère progradant réduit.

L'effet de partitionnement (Cross, 1991, 1993 ; Homewood *et al.*, 1992) des sédiments au sein des unités génétiques est pris en compte : en période de progradation générale (parties inférieure et moyenne du schéma), les sédiments marins représentent un volume beaucoup plus important que les sédiments de plaine côtière, alors que la situation est inverse en période de rétrogradation générale (partie supérieure du schéma).

Galloway propose en outre une prédiction du type de corps sédimentaire représenté au sein des unités génétiques en fonction de la position de celles-ci au sein de la séquence de 3e ordre :

- En période de progradation générale, Galloway considère que les systèmes deltaïques sont dominés par l'énergie fluviatile, les zones interdeltaïques étant caractérisées par des *shorefaces* progradants. Les faciès gravitaires ne sont représentés qu'au pied des unités génétiques correspondant au maximum de progradation.
- En période de rétrogradation générale, Galloway considère que les deltas sont dominés par l'hydrodynamique de houles, et que les zones interdeltaïques sont caractérisées par des systèmes de barrières-lagunes.

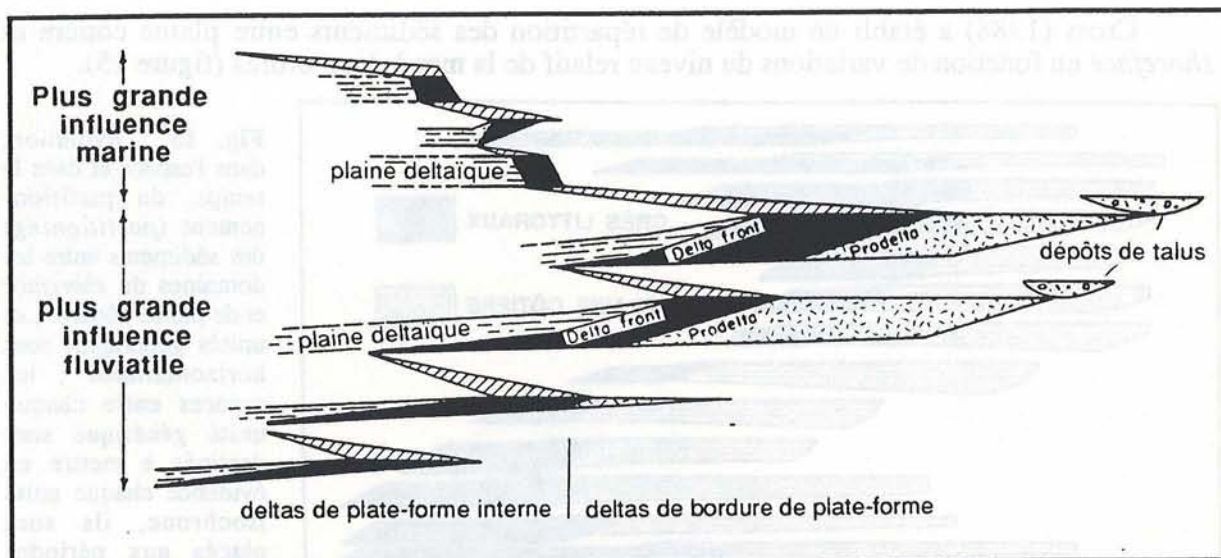


Fig. 16 : Schéma espace-temps d'une séquence de dépôt au sens de Galloway (1989), montrant l'évolution de la géométrie des unités génétiques (appelées par l'auteur : *simple depositional episodes*) et des types de systèmes sédimentaires dominants. Modifié d'après Galloway (1989).

Ce modèle propose donc que l'effet de superposition modifie non seulement le mode d'empilement et la géométrie des unités génétiques, mais qu'il contrôle également le type de faciès formé et préservé au sein des unités génétiques.

Cette notion de distribution ordonnée des faciès en fonction de la superposition d'ordres de variations du niveau relatif de la mer est une réalité. Elle a été confirmée par de nombreux travaux (Gardner, 1992 ; Cross *et al.*, 1993 ; Eschard *et al.*, 1993b), ainsi qu'au cours de l'étude présentée dans ce mémoire. Le principal reproche que l'on puisse faire à ce modèle est qu'il indique le développement des faciès de plaine côtière et de plaine alluviale dans les phases de progradation des unités génétiques, alors qu'il est maintenant démontré que ces faciès sont formés et préservés préférentiellement lors de la phase de rétrogradation au sein des unités génétiques (Shanley et McCabe, 1991 ; Gardner 1991 ; Eschard *et al.*, 1993b).

1.6. CONCLUSION

L'application des concepts et des modèles de la stratigraphie séquentielle à des échelles toujours plus détaillées a permis de comprendre et de modéliser l'enregistrement stratigraphique à très haute résolution.

Il est montré que les séries sédimentaires résultent de l'empilement d'unités génétiques, correspondant à l'enregistrement de cycles élémentaires de variations d'un paramètre allocyclique. Le paramètre le plus souvent invoqué est la variation du niveau relatif de la mer, ou plus généralement du potentiel d'accommodation, résultant probablement de glacio-eustatisme à haute fréquence et faible amplitude.

Le motif d'empilement général montré par une succession d'unités génétiques est contrôlé par des variations du potentiel d'accommodation d'amplitudes et de durées supérieures à celles qui génèrent les unités génétiques.

L'identification des différents ordres de variation du potentiel d'accommodation (unités génétiques, motif d'empilement) n'est rendue possible que par des analyses sédimentologiques détaillées qui donnent une idée de la tendance de migration longitudinale des environnements de dépôt au cours du temps.

Enfin, le caractère isochrone des variations du potentiel d'accommodation fournit un cadre chronostratigraphique haute résolution pour étudier les séries sédimentaires, qui permet de dépasser le stade des descriptions et corrélations lithostratigraphiques.

II. DÉMARCHE D'APPLICATION DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION

Les principes et les modèles qui viennent d'être exposés rendent parfaitement compte de l'organisation géométrique des séries sédimentaires, montrant ainsi que l'enregistrement stratigraphique n'est pas un processus aléatoire évoluant au gré des phénomènes autocycliques, mais qu'il est au contraire le résultat de variations de paramètres allocycliques.

La compréhension, à l'aide de modèles, de l'influence des paramètres allocycliques sur la répartition des sédiments et le mode de formation des séquences à toutes les échelles permet d'opérer ensuite une démarche inverse, c'est à dire de retrouver les cycles de variation du potentiel d'accommodation à partir des observations de terrain ou de carottes. Ceci est important dans la mesure où seule l'identification du signal allocyclique permet d'établir des corrélations à haute résolution.

La démarche d'analyse présentée ici est celle qui a été employée au cours de cette thèse. Elle repose sur les concepts développés par Cross (1988), et a déjà été formalisée par Guillocheau (1990, 1991), Merzeraud (1992), et surtout Homewood *et al.* (1992).

II.1. L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

La première étape d'une étude en stratigraphie séquentielle haute résolution relève de la *sédimentologie de faciès* (Homewood, 1993). Celle-ci a pour but d'identifier les paléo-milieux de dépôt à partir des caractéristiques macroscopiques des roches sédimentaires. L'interprétation de la succession dans le temps de ces milieux de dépôt sur des coupes verticales permet de reconnaître des périodes de progradation (augmentation du caractère proximal), et de rétrogradation (augmentation du caractère distal), donc de retrouver les cycles élémentaires de variation du niveau relatif de la mer. En outre, les surfaces de référence qui correspondent aux périodes d'inondation maximale seront identifiées par des *maxima* de distalité des faciès.

La sédimentologie de faciès est donc un préliminaire indispensable à une analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution (Guillocheau, 1990 ; Homewood *et al.*, 1992 ; Cross *et al.*, 1993), puisque c'est elle qui permet de définir :

- les surfaces de référence pour les corrélations (surfaces d'inondation maximale),
- les objets à corréler, c'est à dire des séquences élémentaires de dépôt ou unités génétiques.

II.1.1. L'INTERPRÉTATION DES FACIÈS

L'analyse macroscopique d'une roche sédimentaire sur le terrain ou sur carotte permet de retrouver le milieu de sédimentation originel. Le diagnostic se fait selon une démarche naturaliste, par éliminations successives d'hypothèses. S'il n'existe pas de clef dichotomique comme en botanique ou en zoologie, la combinaison des critères lithologiques (minéralogie, granulométrie), géométriques (stratification, litage), et biologiques (fossiles, bioturbations) permet de préciser peu à peu le domaine (marin ou non marin), l'environnement (par exemple : littoral), et enfin le milieu (par exemple : plage).

- **La lithologie** n'est pas un bon critère, c'est même pratiquement le plus mauvais : il existe des argiles, des grès et des calcaires aussi bien en domaine marin qu'en domaine continental ; elle peut cependant fournir des indications sur les conditions physico-chimiques (minéralogie), ou sur le régime hydrodynamique (taille et tri des grains).

- Les éléments d'origine biologique (fossiles et traces fossiles) donnent des indications paléo-écologiques, donc sur les conditions hydrodynamiques, la bathymétrie, et la physico-chimie. On se sert des fossiles, en s'assurant qu'ils ne sont pas remaniés, et des traces fossiles ou bioturbations qui donnent souvent de précieux renseignements quant à l'environnement et même au milieu de dépôt.

- Les figures sédimentaires, générées par les courants sont des éléments fondamentaux pour l'interprétation des faciès. Ces figures permettent de retrouver la nature des écoulements (oscillatoires ou unidirectionnels), et leur régime hydrodynamique (vitesse d'écoulement plus ou moins grande). La connaissance des caractéristiques d'un écoulement permet d'identifier le processus physique auquel il correspond. Les différents processus d'écoulements étant eux-même le plus souvent caractéristiques d'un milieu naturel, il est ainsi possible de déterminer le paléo-environnement de dépôt. Les figures sédimentaires ne constituent cependant pas un critère absolu. Les figures d'oscillation (de vagues) se rencontrent principalement en domaine marin, mais il en existe aussi en domaine continental dans les lacs. Par ailleurs, si les figures de courants unidirectionnels prédominent dans le domaine continental, elles sont également très nombreuses en domaine marin, par exemple dans les turbidites. C'est en combinant à ces critères de courant d'autres indices (biologiques, minéralogiques) que l'environnement de dépôt peut être diagnostiqué.

Les principaux environnements de dépôt qui puissent être rencontrés dans l'enregistrement stratigraphique sont les suivants :

- *En domaine continental* au sens large on distingue, du plus proximal au plus distal, les environnements de cône alluvial, puis de plaine alluviale, et enfin de plaine côtière, qui diffèrent par leurs profils de dépôt et leurs régimes hydrodynamiques.

- *En domaine marin*, on distingue, du plus proximal au plus distal, les environnements marin restreint ("lagunaire" au sens large), littoral, marin ouvert, et marin profond. L'environnement marin restreint n'existe pas toujours.

Au sein de chacun de ces environnements de dépôt, il existe plusieurs milieux de dépôt. Le domaine de plaine côtière comprend par exemple des milieux de chenaux, de levées, de lacs temporaires, de lacs permanents, etc...

II.1.2. LE DIAGRAMME DE SUBSTITUTION DE FACIÈS

En stratigraphie séquentielle haute résolution, seules les migrations longitudinales entre un pôle proximal et un pôle distal sont significatives (Homewood *et al.*, 1992). Les migrations latérales sont généralement d'origine autocyclique (avulsion de chenaux, migration d'une passe dans une barrière). Lors de l'interprétation de coupes verticales, il faut donc savoir quels types de changements de faciès correspondent à une tendance générale (progradation, rétrogradation), et quels changements peuvent n'avoir qu'une valeur locale. Pour cela, il faut s'imaginer quelles pouvaient être les interrelations et les positions respectives des différents faciès au sein d'un profil de dépôt général du continent vers la mer. Cette démarche repose sur la réalisation d'un diagramme de substitutions de faciès (Cross 1991 ; Homewood *et al.*, 1992) sous forme d'un tableau (*cf* figure 18). Au cours de cette étude, chacun des faciès étant interprété en termes de milieu de sédimentation, il a paru plus simple et plus parlant de réaliser directement des diagrammes illustrant les substitutions de milieux de dépôt, sous forme de petits schémas paléogéographiques, ne tenant pas compte du temps. En ce sens, les diagrammes de substitutions de faciès présentés dans ce mémoire ne répondent pas exactement au concept initialement proposé par Cross (1991) et formalisé par Homewood *et al.* (1992, p. 361).

La coupe suivante (figure 17), présente un exemple simple où ont été reportés la coupe sédimentologique, la description sommaire des faciès, (lithologie, figures sédimentaires, bioturbations), et l'interprétation en termes d'environnements de dépôt. Il existe ici quatre grands types d'environnements au sein desquels, pour simplifier, les différents milieux n'ont pas été détaillés. Ces environnements sont : marin ouvert, littoral haute énergie, lagunaire et plaine côtière. La présence d'une lagune indique un contexte de littoral à barrière et il est possible de réaliser un diagramme de substitution de faciès simple (figure 18).

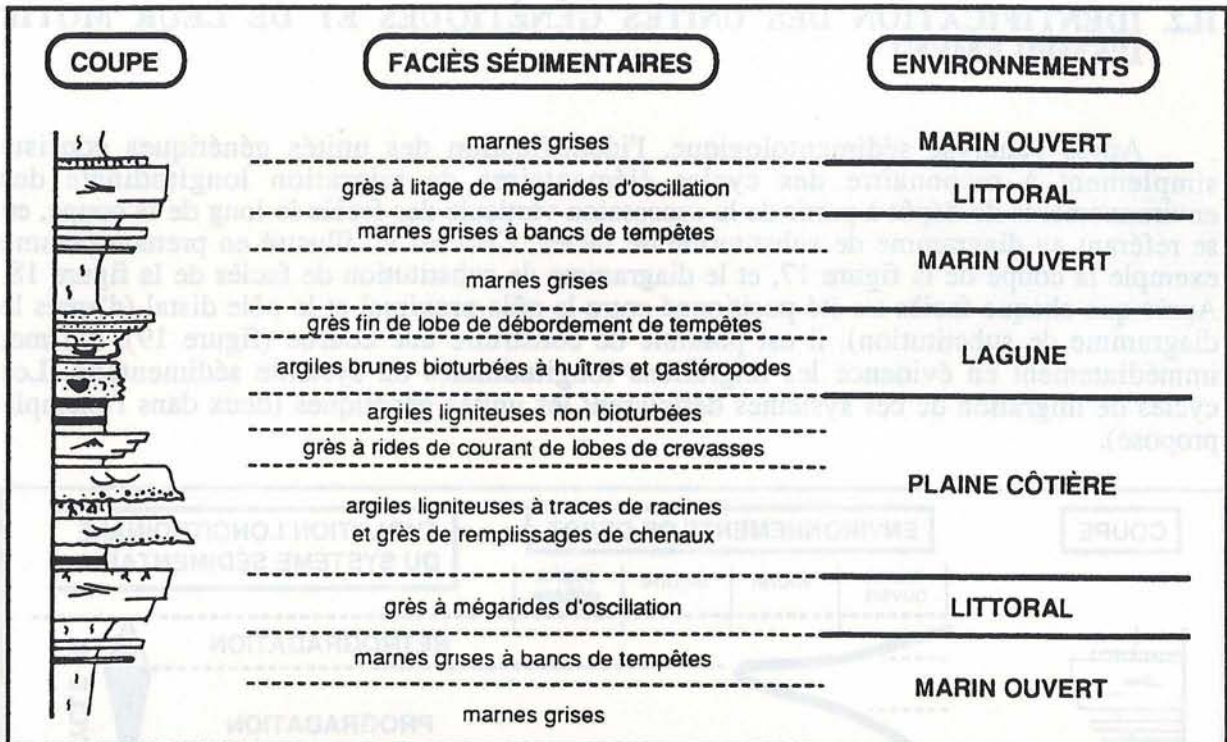


Fig. 17 : Interprétation d'une coupe sédimentologique en termes d'une succession d'environnements de dépôt. Dessin inspiré de coupes du Brent décrites par R. Eschard (1989). L'épaisseur serait d'environ 20 à 30 mètres

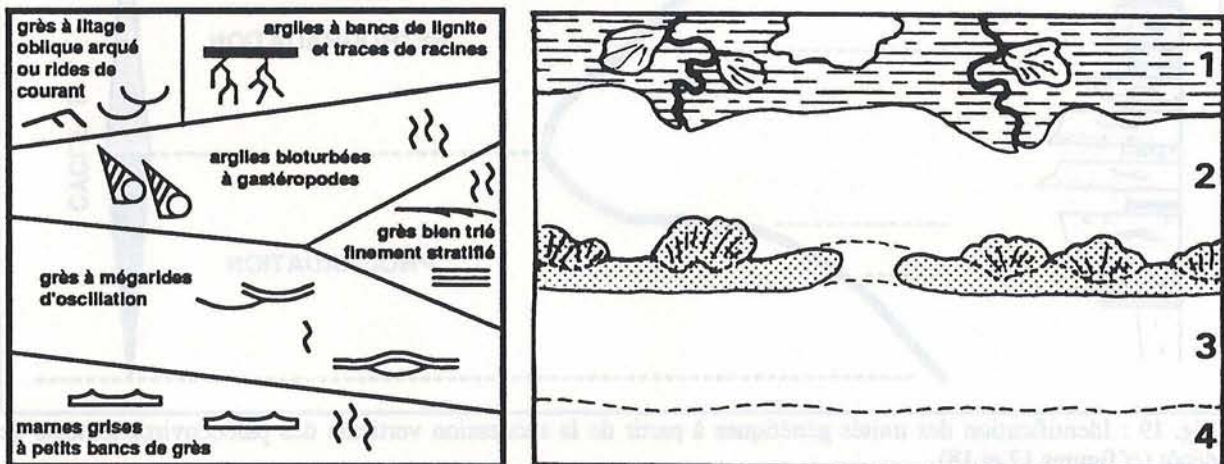


Fig. 18 : À gauche : diagramme de substitution de faciès au sens de Homewood *et al.* (1992) construit à partir des faciès identifiés sur la coupe de la figure 17. À droite : diagramme de substitution de milieux de sédimentation intégrant une plaine côtière (1), une lagune (2), un littoral (3), et un milieu marin ouvert (4).

La réalisation du diagramme de substitution de faciès permet de positionner tous les milieux de dépôt le long d'un profil allant d'un domaine proximal à un domaine distal par rapport au continent (Cross 1991 ; Homewood *et al.*, 1992) ; à ce sujet, il convient de clarifier deux notions :

- *La profondeur de dépôt* ou paléobathymétrie n'est pas un critère absolu de proximalité - distalité : un faciès de lagon correspond à un environnement de dépôt plus profond que le sommet de la barrière littorale en arrière de laquelle il se trouve, il est néanmoins plus proximal.

- *Le caractère plus ou moins marin* d'un faciès est un élément important pour la définition des milieux sédimentaires, mais il n'est pas non plus systématiquement un indicateur de proximalité ou distalité relative. Un milieu "plus marin" qu'un autre n'est pas nécessairement plus distal. Une baie, par exemple, est plus "marine" mais plus proximale par rapport au continent que les embouchures des distributaires entre lesquels elle se trouve.

II.2. IDENTIFICATION DES UNITÉS GÉNÉTIQUES ET DE LEUR MOTIF D'EMPILEMENT

Après l'analyse sédimentologique, l'identification des unités génétiques consiste simplement à reconnaître des cycles élémentaires de migration longitudinale des environnements de dépôt à partir de la succession verticale des faciès le long de la coupe, en se référant au diagramme de substitution de faciès. Ceci est ici illustré en prenant comme exemple la coupe de la figure 17, et le diagramme de substitution de faciès de la figure 18. Après que chaque faciès ait été positionné entre le pôle proximal et le pôle distal (d'après le diagramme de substitution), il est possible de construire une courbe (figure 19), qui met immédiatement en évidence les migrations longitudinales du système sédimentaire. Les cycles de migration de ces systèmes définissent les unités génétiques (deux dans l'exemple proposé).

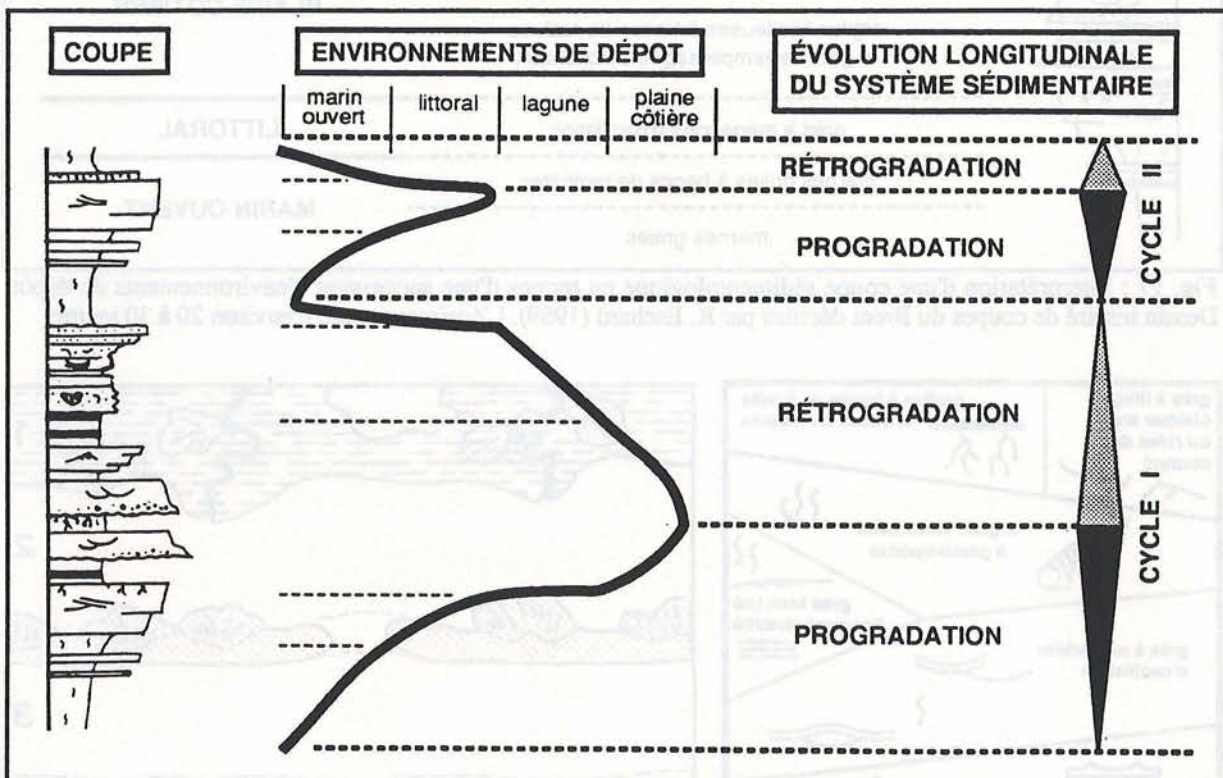


Fig. 19 : Identification des unités génétiques à partir de la succession verticale des paléoenvironnements de dépôt (cf figures 17 et 18).

L'analyse des faciès permet de reconnaître les tendances de migrations longitudinales des environnements de dépôt à l'échelle de plusieurs unités génétiques, en positionnant les faciès sur une échelle relative allant d'un pôle proximal vers un pôle distal (figure 20). Il existe trois types de tendances, se traduisant d'un point de vue stratigraphique par des "motifs élémentaires d'empilement" caractéristiques :

- la tendance à la stabilité globale des environnements de dépôt (*Vertical Stacking*) est indiquée par une succession d'unités génétiques présentant des faciès identiques ou équivalents latéraux, définissant ainsi un "motif aggradant",
- la tendance à la migration vers le continent (*Landward Stepping*) se traduit par des faciès de plus en plus distaux à l'échelle de plusieurs unités génétiques, qui constituent alors un "motif rétrogradant",
- la tendance à la migration vers la mer (*Seaward Stepping*) se traduit à l'inverse par des faciès de plus en plus proximaux à l'échelle d'un groupe d'unités génétiques qui montre alors un "motif progradant".

Suivant cette méthode, il est possible de caractériser une coupe sédimentologique sous la forme d'une succession de motifs élémentaires aggradants, progradants ou rétrogradants, ce qui constitue la base de la méthode de corrélation telle qu'elle est proposée par Cross (1991) ou Homewood *et al.* (1992).

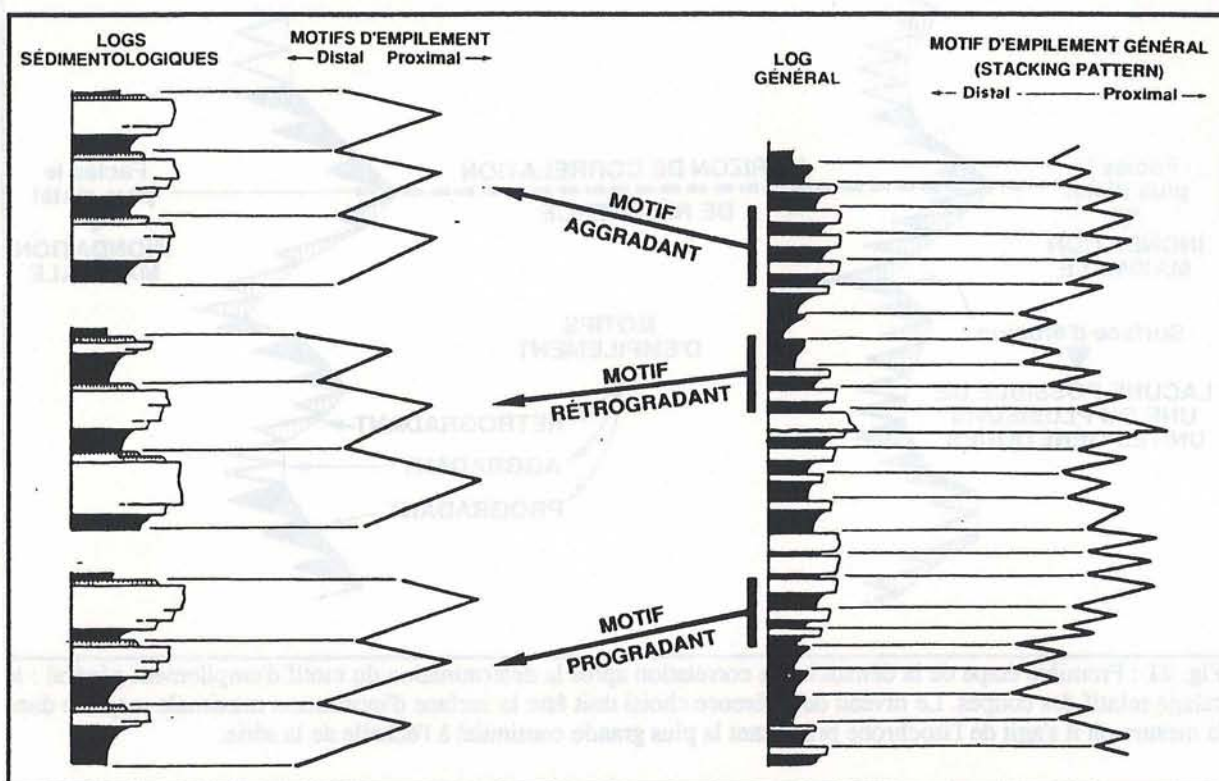


Fig. 20 : Les trois motifs élémentaires d'empilement à l'échelle de plusieurs unités génétiques (progradant, rétrogradant et aggradant). Le motif d'empilement général établi sur une coupe à partir de l'analyse sédimentologique peut être décrit comme une succession de motifs élémentaires.

II.3. CORRÉLATIONS HAUTE RÉOLUTION ET RECONSTITUTION DES GÉOMÉTRIES

L'un des principes sur lesquels se fonde la stratigraphie séquentielle haute résolution est que les variations du niveau relatif de la mer à haute fréquence sont synchrones au moins à l'échelle du bassin. Cela revient à dire qu'il est possible de corréler latéralement les motifs d'empilement élémentaires et même les unités génétiques. Les corrélations haute résolution entre plusieurs coupes se basent donc sur les motifs d'empilement et non sur les faciès ou les lithologies.

La première étape dans la démarche de corrélation est de choisir un niveau de référence permettant d'établir un calage relatif des coupes les unes par rapport aux autres. Le niveau le plus indiqué est la surface d'inondation maximale majeure, dans la mesure où il s'agit d'une surface *a priori* synchrone ; cette surface est en outre le plus souvent facile à identifier puisqu'elle se marque dans chaque coupe par le faciès le plus distal (Figure 21).

Lorsque le niveau de référence est défini, il s'agit de corréler pas à pas les motifs d'empilement élémentaires (figure 22). Ces corrélations permettent de tracer l'architecture générale de la série. Les unités génétiques sont ensuite corrélées par dénombrement entre les horizons de référence intermédiaires que sont les limites de motifs élémentaires (figure 23). Il est souvent possible d'améliorer la résolution en corrélant en plus les cotéges de dépôt au sein des unités génétiques.

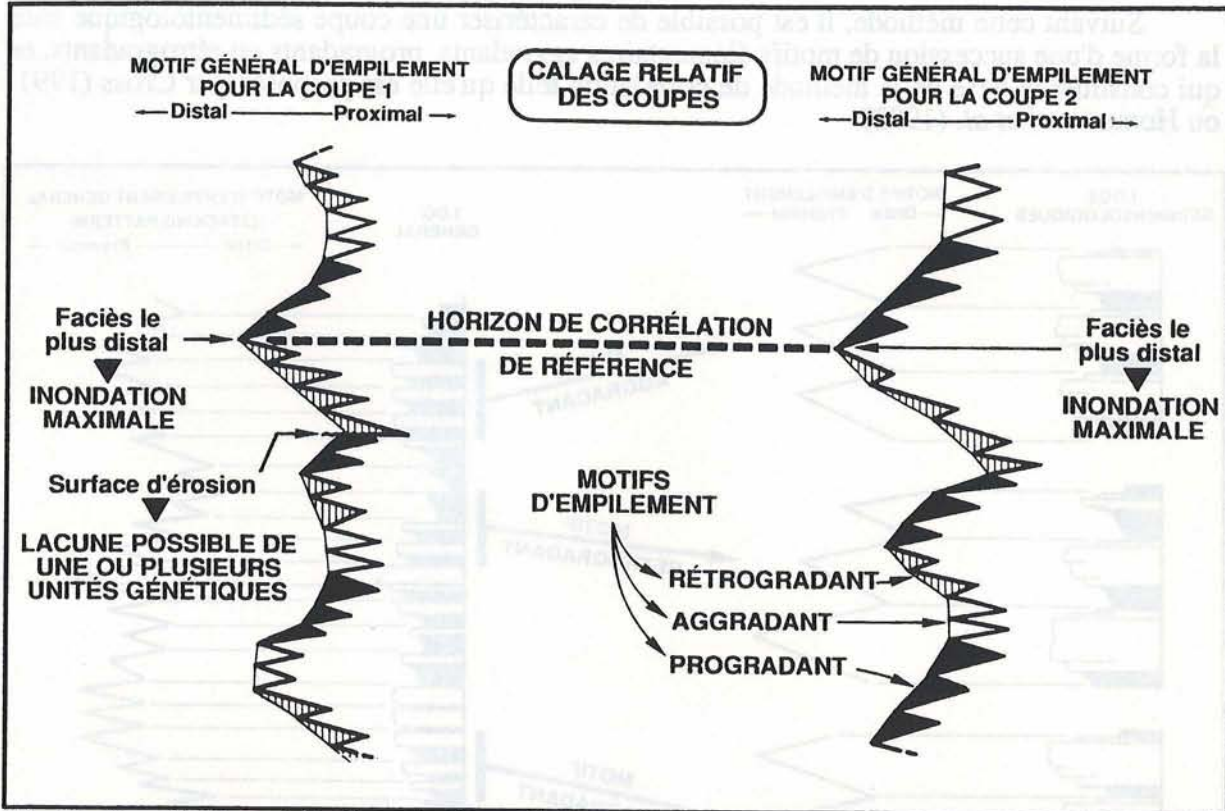


Fig. 21 : Première étape de la démarche de corrélation après la détermination du motif d'empilement général : le calage relatif des coupes. Le niveau de référence choisi doit être la surface d'inondation maximale majeure dans la mesure où il s'agit de l'isochrone présentant la plus grande continuité à l'échelle de la série.

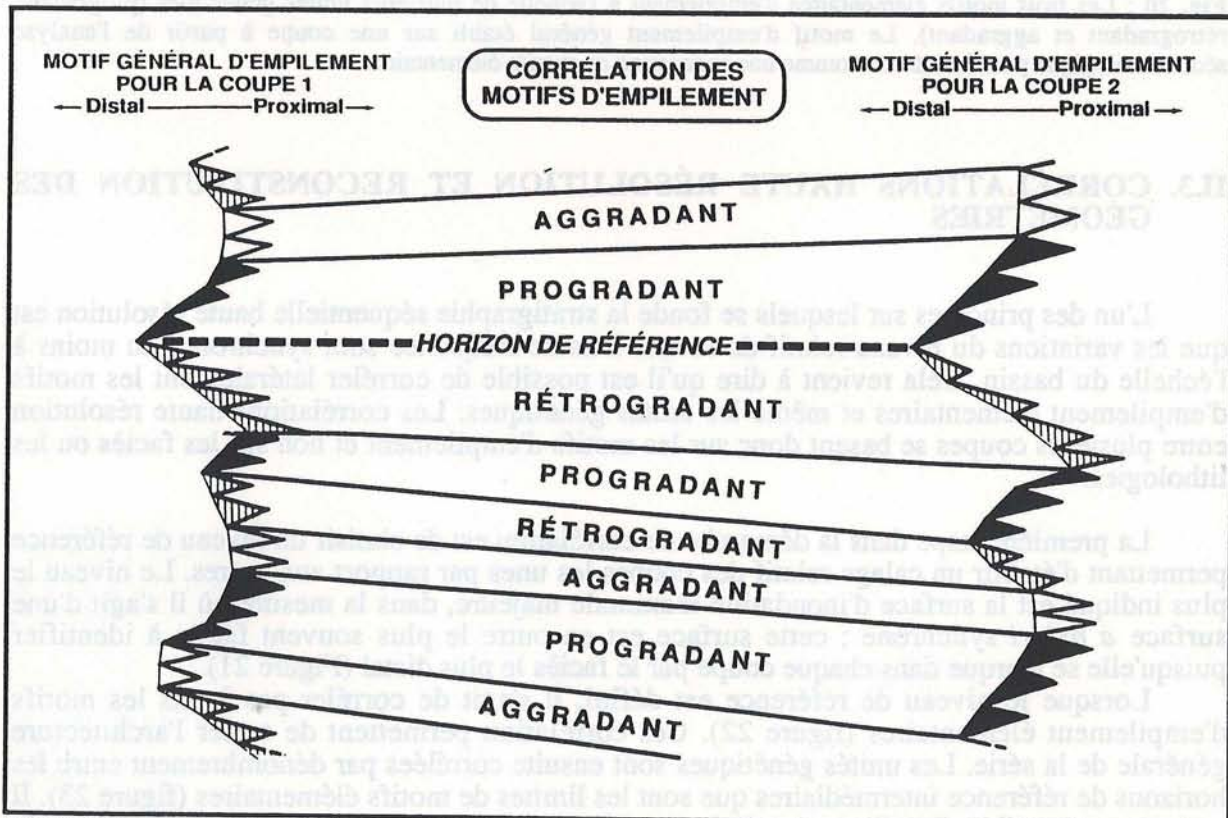


Fig. 22 : Deuxième étape de la corrélation à très haute résolution : le tracé des limites de motifs d'empilement élémentaires entre les coupes à partir de l'horizon de référence.

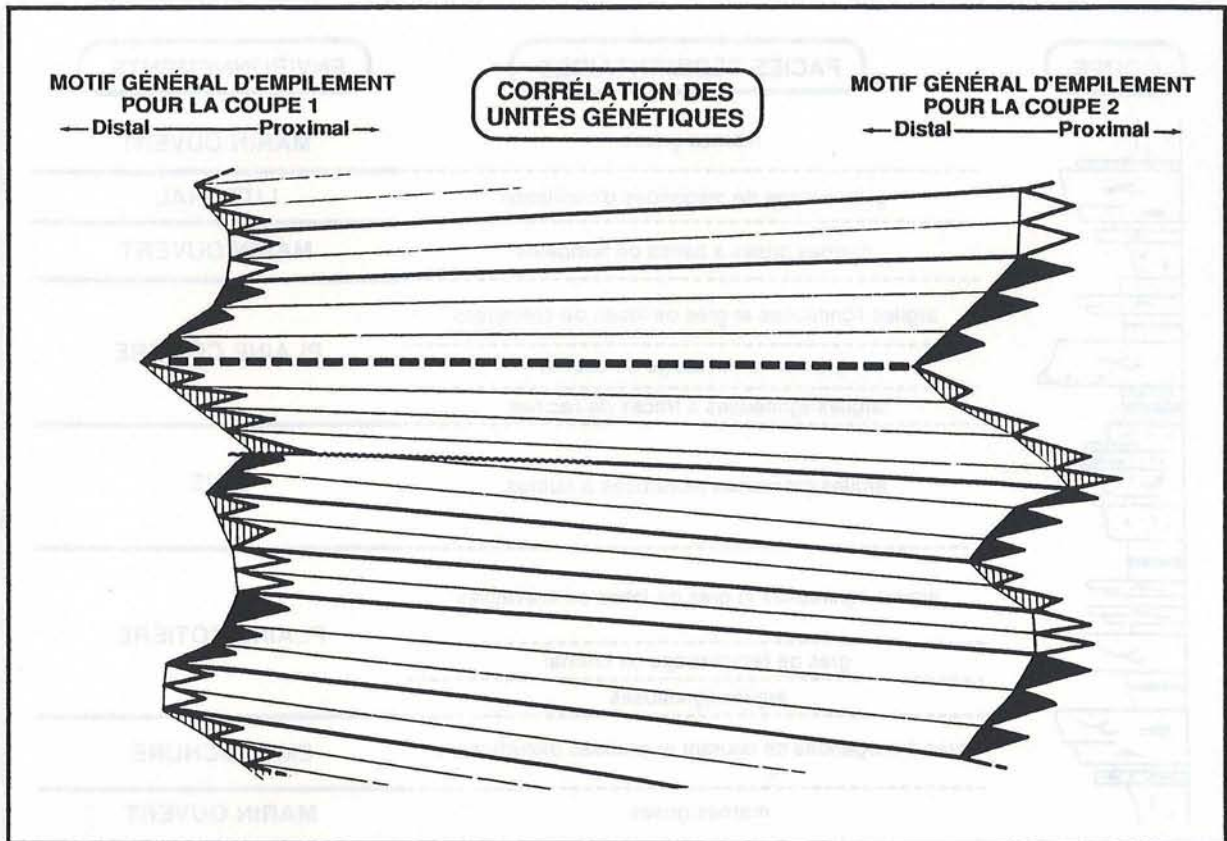


Fig. 23 : Dernière étape de la reconstitution : la corrélation des unités génétiques à partir des limites de motifs élémentaires d'empilement.

La corrélation par la méthode de l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques permet donc de tracer au sein de la série un grand nombre de lignes isochrones d'origine allocyclique qui constituent des limites infranchissables pour la reconstruction des géométries sédimentaires. Au sein de chaque unité, la reconstitution des géométries se fonde sur des critères de contrôle allocycliques (corrélation entre deux coupes des cortèges de dépôt), ainsi que sur des critères autocycliques déduits des modèles de faciès (géométrie des corps sédimentaires, passages latéraux de faciès).

II.4. LIMITES DE LA MÉTHODE

II.4.1. LIMITES DE L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

Dans l'exemple qui a été présenté sur les figures 18, 19 et 20, les faciès se placent dans un diagramme de substitution simple, il n'existe pas d'ambiguïté sur les tendances de migration des systèmes sédimentaires à l'échelle de plusieurs unités génétiques. Ça n'est pas toujours le cas, comme le montre l'exemple suivant (figures 24 à 26) :

Sur la coupe sédimentologique proposée (figure 24), cinq environnements différents peuvent être reconnus, encore une fois sans détailler les milieux. D'après ces données, il est possible de proposer un diagramme de substitution de faciès qui intègre de façon logique tous les environnements de dépôt (figure 25).

Le faciès ne peut pas systématiquement être positionné au sein du profil de dépôt : par rapport à un milieu de baie, la plaine côtière peut être plus proximale ou plus distale, l'analyse de faciès ne permettant pas toujours de trancher. Du fait de l'indétermination sur la position réelle des faciès de plaine côtière situés dans la partie inférieure de la coupe, plusieurs hypothèses peuvent être avancées (figure 26).

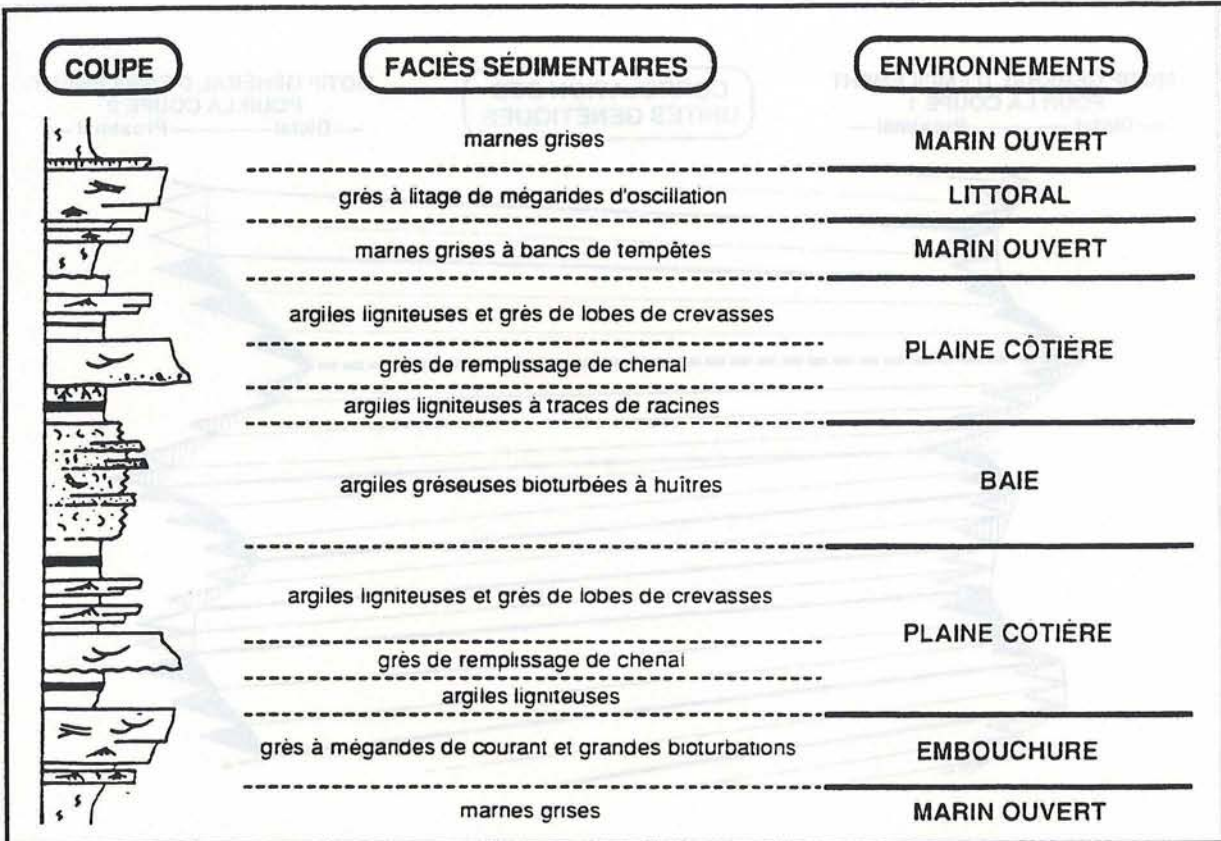


Fig. 24 : Interprétation d'une coupe sédimentologique en termes d'environnements de dépôt.

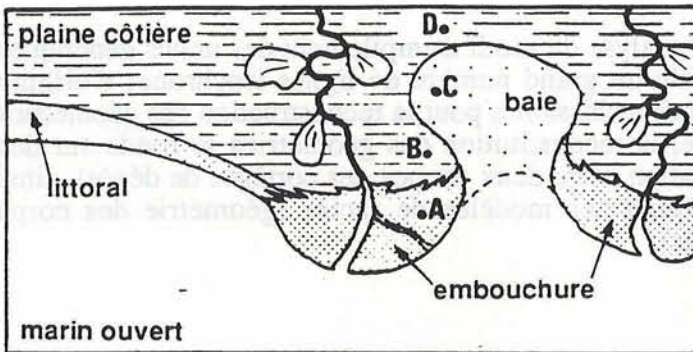
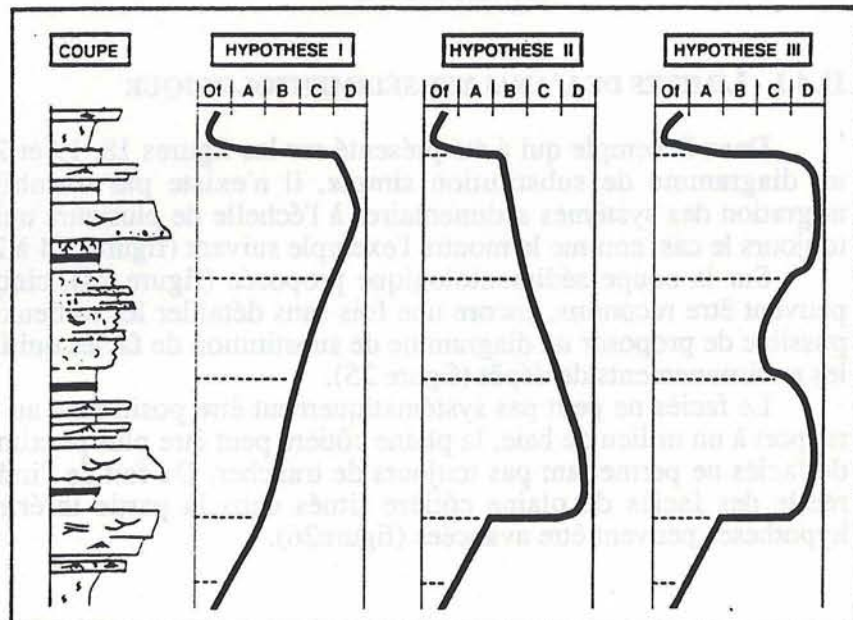


Fig. 25 : diagramme de substitution de faciès pour le log sédimentologique de la figure 24, intégrant les environnements de plaine côtière, de baie, de littoral, d'embouchure, et de marin ouvert. Explication dans la figure suivante des points A, B, C, et D.

Fig. 26 : Trois motifs d'empilement possibles en fonction de la position réelle des faciès de plaine côtière (milieu B ou D, voir figure 25). Il est possible d'envisager d'autres hypothèses.



Selon les hypothèses de la figure 26, la série peut correspondre à :

- I : une seule unité génétique, majoritairement progradante
- II : une seule unité génétique, majoritairement rétrogradante
- III : deux unités génétiques

Dans le cas où il existe ce type d'indétermination, le véritable motif d'empilement ne peut être retrouvé que par l'étude simultanée de plusieurs coupes, en élaborant pour chacune plusieurs hypothèses, pour enfin aboutir à en trouver au moins une qui puisse rendre compte de la succession stratigraphique observée sur chacune des coupes.

II.4.2. LIMITES DU PRINCIPE DE CORRÉLATION :

L'étude présentée dans ce mémoire contribue à démontrer que la corrélation directe de groupements d'unités génétiques présentant apparemment la même tendance peut amener à des corrélations erronées.

En effet, ce type de corrélation repose sur le postulat que les inversions de tendances se produisent de façon synchrone dans toute la zone étudiée. Or ces inversions sont fonction du rapport entre taux de création d'accommodation et taux d'apports sédimentaires, c'est à dire que :

- à taux d'apports sédimentaires identiques, l'inversion de tendance de la progradation à la rétrogradation se produira d'autant plus tôt que la zone est plus subsidente,
- de même, à régimes de subsidence identiques, l'inversion de tendance de la progradation à la rétrogradation se produira d'autant plus tôt que le taux d'apports sédimentaires est faible.

Il faut donc appliquer ce modèle prudemment dans les bassins très actifs tectoniquement (rifts, avant-pays), qui sont caractérisés par de rapides variations latérales des taux d'apports sédimentaires et des régimes de subsidence.

II.5. INTÉRÊT DE LA MÉTHODE EN GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE

II.5.1. CARACTÈRE PRÉDICTIF DE LA MÉTHODE

La méthode d'analyse du motif d'empilement des unités génétiques s'est avérée être un outil clé dans le domaine de la caractérisation de réservoirs. L'analyse de la géométrie des systèmes sédimentaires permet de connaître l'emplacement des zones correspondant aux différents types de paléoenvironnements. La connaissance des tendances à l'aggradation, à la progradation ou à la rétrogradation (*stacking pattern*) permet pour chaque type de paléoenvironnement de prédire la nature et la géométrie des corps sédimentaires potentiellement réservoirs (Voir les modèles de Cross et Galloway sur les figures 15 et 16). En contexte de rétrogradation générale (motif élémentaire rétrogradant), les réservoirs de type *shoreface* représentent un volume faible et sont plutôt déconnectés, alors qu'en contexte de progradation générale (motif progradant), les faciès de type *shoreface* sont très développés, et connectés d'une unité génétique à l'autre.

La connaissance du motif d'empilement des unités génétiques permet donc de déterminer quel type de réservoir sera le mieux représenté pour une période donnée. De nouvelles études permettent d'affiner ces prédictions. Gardner (1991, 1992), Eschard et Desaubiaux (1992), montrent par exemple que si les remplissages de chenaux se font principalement en période de remontée du niveau relatif de la mer à l'échelle des unités génétiques, leur géométrie et leur taux de connectivité sont guidés par la tendance générale (figure 27).

- En tendance générale régressive (minimum de création d'accommodation), les chutes du niveau relatif à l'échelle des unités génétiques sont accentuées, créant des entailles profondes avec des remplissages de chenaux épais et étroits le minimum d'accommodation induit une forte connectivité des remplissages de chenaux entre les unités génétiques.
- En tendance générale transgressive (forte création d'accommodation) les chutes sont peu marquées et les érosions de bases de chenaux sont peu accentuées, les remplissages de

chenaux sont peu épais. Les corps gréseux sont "dilués" verticalement du fait du fort taux d'accommodation autorisant la préservation d'un volume plus important de dépôts de débordement. Ainsi, les remplissages de chenaux présentent un mauvais taux de connectivité entre unités génétiques.

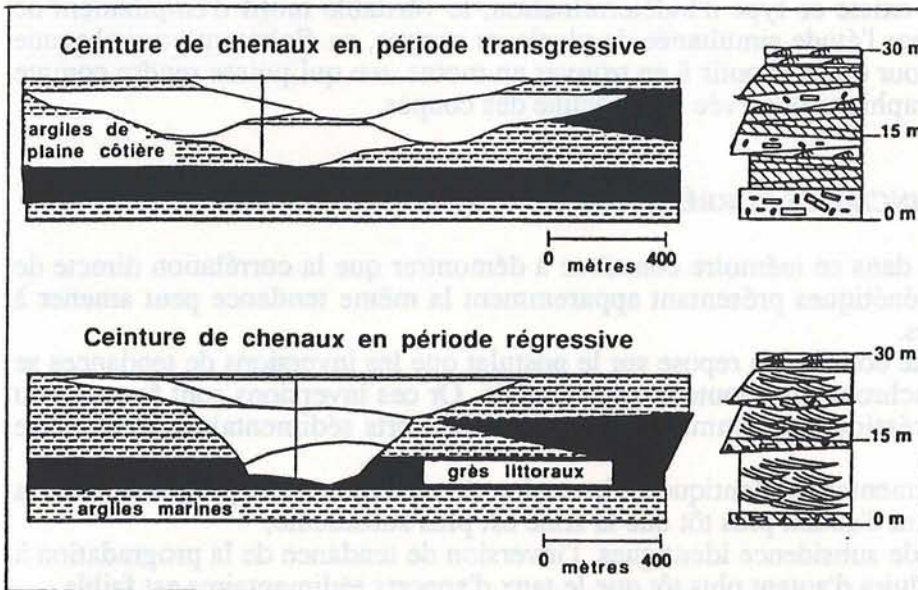


Fig. 27 : Différences de géométries des systèmes de remplissage de chenaux, selon qu'ils se forment au sein d'une tendance générale à la rétrogradation (schéma du haut) où à la progradation (schéma du bas). Extrait de Gardner (1991).

II.5.2. EXEMPLE D'APPLICATION DU SCHÉMA PRÉDICTIF

Pour illustrer l'utilisation du modèle prédictif, il est présenté ici (Figure 28) un cas simplifié établi d'après un travail de Eschard *et al.* (1992) sur les affleurements du Mesa Verde (Campanien du Colorado). Cet exemple porte sur un cycle de régression-transgression à l'échelle de plusieurs dizaines d'unités génétiques. Chacune des unités génétiques peut être corrélée depuis la plaine côtière jusqu'à l'*offshore*, en passant par des systèmes littoraux à forte énergie de houle et influences de marées. Au cours de cette étude, Eschard *et al.* ont distingué plusieurs grands types d'environnements, avec du plus proximal au plus distal :

- la plaine côtière "sèche" à nombreux remplissages de chenaux,
- la plaine côtière marécageuse à rares remplissages de chenaux,
- la plaine côtière à complexes tidaux et lobes de débordement de tempêtes,
- le *foreshore* (plage),
- le *shoreface* (littoral subtidal) avec une zonation en supérieur, moyen et inférieur,
- l'*offshore*.

Il est considéré dans cet exemple que l'on dispose de deux puits dont l'interprétation des faciès a été faite en termes de paléoenvironnements de dépôt. Le schéma montre les géométries de réservoir déduites, après corrélation des motifs d'empilement, avec habillage en lithologies des faciès gréseux et argileux. Le détail des prédictions de types de corps sédimentaires et de géométries est exposé dans la légende de la figure (indexation par chiffres).

Ce cas d'application des concepts de la stratigraphie séquentielle haute résolution est issu d'une étude de terrain, donc avec un bon contrôle des géométries. Ces principes ont par ailleurs été appliqués avec succès à des études de subsurface, en particulier en Mer du Nord (Eschard *et al.*, 1993b), en utilisant en outre l'analogie du motif d'empilement observé dans le Mesa Verde avec celui rencontré dans le cas de subsurface.

Il apparaît donc qu'au moins en domaine de plate-forme siliciclastique, l'éventail de possibilités de prédictions apporté par l'analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution est large, car il porte sur la nature, l'emplacement et la géométrie de tous les types de corps sédimentaires.

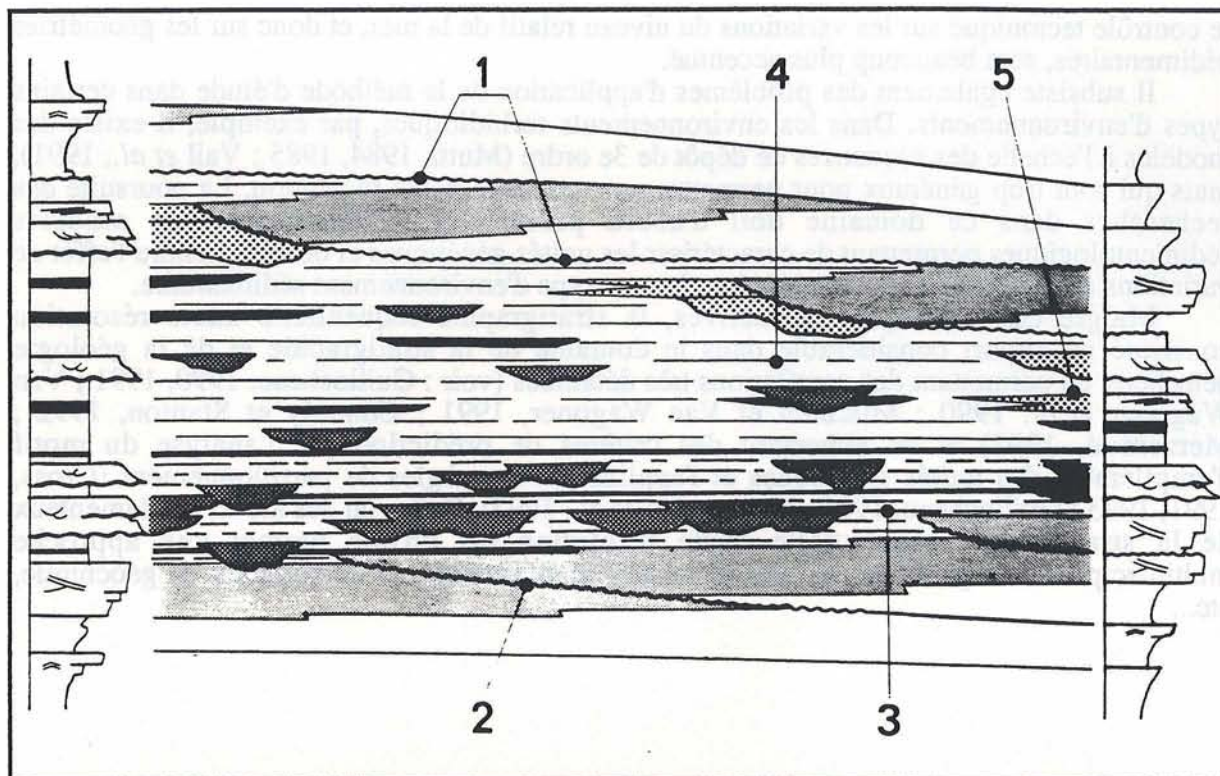


Fig. 28 : Application du modèle prédictif de stratigraphie séquentielle haute résolution à partir de données sur deux coupes. L'épaisseur de la série est d'environ 300 m, la distance entre les coupes est de l'ordre de 10 km. Adapté d'après Eschard *et al.*, 1993b). 1 - Surface de ravinement majeure en contexte général de rétrogradation : réservoirs de type *shoreface* déconnectés d'une unité génétique à l'autre, présence à l'amont de complexes tidaux et de lobes de débordement de tempêtes. 2 - Surface de ravinement en contexte général de progradation : connexion des prismes de *shoreface* entre deux unités génétiques, complexes tidaux peu développés. 3 - Plaine côtière en période de progradation générale : chenaux profondément entaillés et interconnectés, bancs de charbons minces et très étendus. 4 - Plaine côtière en période de rétrogradation, remplissages de chenaux de petite taille et déconnectés, bancs de charbons épais mais peu continus. 5 - Tendence générale à l'aggradation observée dans la plaine côtière : prédiction de la présence de prismes de *shoreface* empilés verticalement plus vers l'aval (non représenté).

IL6. CONCLUSION

La stratigraphie séquentielle haute résolution, en particulier l'analyse du mode d'empilement des unités génétiques est une méthode rigoureuse et fiable d'analyse des séries sédimentaires, qui constitue un progrès considérable par rapport à l'approche lithostratigraphique, ou à une approche purement sédimentologique, coupée du cadre chronostratigraphique ; néanmoins, d'un point de vue général, il subsiste des problèmes à résoudre.

En ce qui concerne les facteurs de contrôle au sein des bassins sédimentaires, il est maintenant assez généralement admis que l'organisation géométrique des systèmes sédimentaires est contrôlée principalement par des variations du niveau relatif de la mer (Cross, 1988 ; Vail *et al.*, 1991 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991 ; Homewood *et al.*, 1992), mais il demeure une ambiguïté quant aux parts respectives des phénomènes eustatiques et tectoniques dans ces variations. Si les variations eustatiques sont des phénomènes globaux, les phénomènes tectoniques, en revanche, sont guidés par le contexte géodynamique local. Ils sont fréquemment diachrones au sein d'un même bassin, et ne peuvent pas être corrélés d'un bassin à un autre. Dans des contextes très stables de marges passives matures, par exemple, les variations du niveau relatif de la mer seront probablement contrôlées en majorité par l'eustatisme, et le modèle de dépôt pourra se rapprocher du "modèle EXXON" de stratigraphie séquentielle le plus récent (*i.e.* : Vail *et al.*, 1991). Dans les bassins de type rift ou avant-pays,

le contrôle tectonique sur les variations du niveau relatif de la mer, et donc sur les géométries sédimentaires, sera beaucoup plus accentué.

Il subsiste également des problèmes d'application de la méthode d'étude dans certains types d'environnements. Dans les environnements turbiditiques, par exemple, il existe des modèles à l'échelle des séquences de dépôt de 3e ordre (Mutti, 1984, 1985 ; Vail *et al.*, 1991), mais qui sont trop généraux pour permettre une approche haute résolution. La poursuite des recherches dans ce domaine doit d'abord passer par l'établissement de modèles sédimentologiques permettant de caractériser les unités génétiques et de comprendre l'effet de variations du potentiel d'accommodation dans ce type d'environnement sédimentaire.

Malgré ces remarques restrictives, la stratigraphie séquentielle haute résolution constitue un apport considérable dans le domaine de la stratigraphie et de la géologie pétrolière, en permettant des corrélations très détaillées (voir : Guillocheau, 1990, 1991 ; Van Wagoner *et al.* 1990 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991 ; Connoly et Stanton, 1992 ; Merzeraud, 1992) et en apportant des critères de prédiction par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques et l'application des règles de partitionnement (Cross, 1991, 1993 ; Guillocheau, 1991 ; Homewood *et al.*, 1992). Enfin, un des atouts fondamentaux de la stratigraphie séquentielle haute résolution est qu'elle permet une approche multidisciplinaire à partir de données de terrain ou de carottes, de diagraphies, de géochimie, etc...



Fig. 10 : Application de motifs génétiques de stratigraphie séquentielle haute résolution à partir de données de terrain. Le schéma illustre la relation entre les données de terrain (à gauche) et les données de carottes (à droite). Les unités génétiques sont représentées par des lignes horizontales, et les surfaces de séparation sont indiquées par des lignes ondulées. Les données de terrain sont comparées aux données de carottes pour identifier les unités génétiques et les surfaces de séparation.

III. CONCLUSION

La stratigraphie séquentielle haute résolution, en permettant l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques et une méthode rigoureuse et fiable d'analyse des séquences sédimentaires, peut constituer un progrès considérable par rapport à l'approche lithostratigraphique. Ce à une approche géométrique sédimentologique, capable de caractériser les unités génétiques et les surfaces de séparation. Il s'agit d'un progrès important dans le domaine de la stratigraphie.

En ce qui concerne les facteurs de contrôle de l'empilement des unités génétiques, il est maintenant assez généralement admis que l'accommodation joue un rôle primordial dans le contrôle de l'empilement des unités génétiques. Les variations du niveau relatif de la mer (Cross, 1990 ; Vail *et al.*, 1991 ; Mitchum et Van Wagoner, 1991 ; Homewood *et al.*, 1992) sont les facteurs de contrôle de l'empilement des unités génétiques. Les données de terrain et de carottes sont comparées pour identifier les unités génétiques et les surfaces de séparation. Les données de terrain sont comparées aux données de carottes pour identifier les unités génétiques et les surfaces de séparation. Les données de terrain sont comparées aux données de carottes pour identifier les unités génétiques et les surfaces de séparation.

INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE : ÉTAT DES CONNAISSANCES

L'objet de ce chapitre est d'exposer l'état des connaissances et des modèles sur les composantes tectoniques et eustatiques des variations du niveau relatif de la mer. Pour chacun des phénomènes, l'accent est mis sur l'amplitude et la durée moyennes des variations induites, qui sont des éléments fondamentaux pour l'analyse en stratigraphie séquentielle des séries sédimentaires.

L'analyse ponctuelle d'une série sédimentaire par la stratigraphie séquentielle permet de retrouver les différents ordres de variations du niveau relatif de la mer qui ont contrôlé la succession verticale des dépôts. Le problème est que l'on ne sait pas *a priori* quelle est l'origine de ces variations entre un "pôle" purement eustatique et un "pôle" purement tectonique (figure 29).

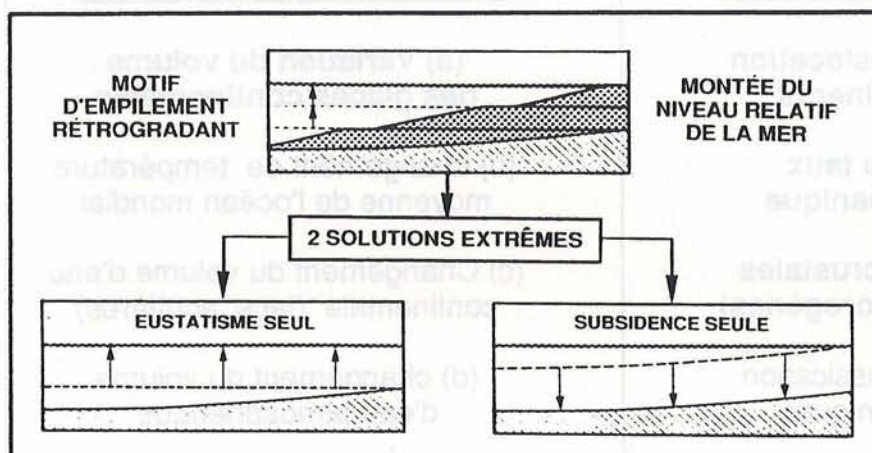


Fig. 29 : Identification d'une montée du niveau relatif de la mer par l'observation d'un motif d'empilement rétrogradant. Il y a indétermination sur la cause — tectonique, eustatique ou composite — de cette remontée.

Le principal problème posé par l'indétermination sur le facteur de contrôle d'une variation du niveau relatif de la mer se rapporte aux possibilités de corrélations.

Les variations purement eustatiques sont par définition synchrones et d'échelle planétaire. Elle offrent une perspective de corrélations fiables dans la mesure où la stratigraphie séquentielle se fonde sur la corrélation de lignes isochrones correspondant à des périodes clés des cycles de variations du niveau relatif de la mer. Une variation d'origine eustatique serait donc, en théorie, corrélable non seulement à l'échelle d'un bassin mais également entre les différents bassins à travers le monde. C'est le principe suivi par "l'école EXXON" (voir Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1987, 1991).

Les variations du niveau relatif de la mer d'origine purement tectonique (mouvements verticaux du substrat) sont par définition d'extension limitée, liées au contexte géodynamique, voire aux champs de contraintes locaux. Si les amplitudes de ces variations sont proches de l'amplitude des variations eustatiques, alors le facteur tectonique tend à exclure les possibilités de corrélations entre les bassins (évolutions géodynamiques différentes et diachrones), et limite les corrélations au sein d'un même bassin où peuvent coexister latéralement plusieurs régimes tectoniques. C'est le point de vue défendu entre autres par Miall (1991, 1992).

I. MÉCANISMES RÉGISSANT LES VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER

I.1. LES VARIATIONS EUSTATIQUES

Les variations eustatiques sont les variations du niveau absolu de la mer, mesurées en prenant un référentiel fixe. C'est par exemple l'altitude de la surface de la mer par rapport au centre de la Terre.

Les variations du niveau eustatique découlent de deux grands types de phénomènes (figure 30) : la variation du volume d'eau de l'océan mondial et la variation du volume total des bassins océaniques. Plusieurs processus entrent en jeu (voir synthèses de Donovan et Jones, 1979 ; Miall, 1984b ; Vail *et al.*, 1991).

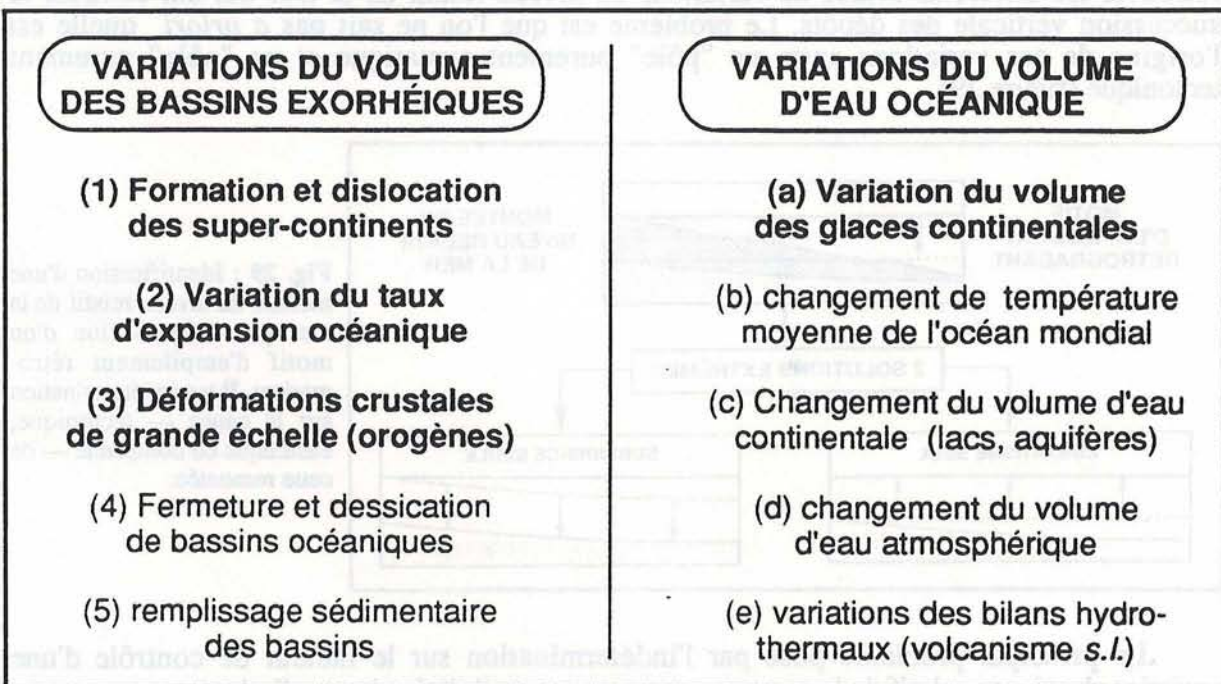


Fig. 30 : Les différentes causes de variations eustatiques classées selon qu'elles font varier le volume d'eau océanique ou le volume total des bassins. Ont été inscrits en gras les phénomènes dont l'influence est véritablement significative. Synthèse d'après Donovan et Jones (1979), Miall (1984b), Einsele et Ricken (1991), Vail *et al.* (1991).

La variation du volume total des bassins a généralement une cause tectonique, il s'agit alors de tectono-eustatisme. Les variations du volume d'eau océanique sont plutôt d'origine climatique, le principal phénomène étant la formation ou la fonte des calottes glaciaires, qui génère un glacio-eustatisme. Ces phénomènes induisent des variations eustatiques d'amplitudes et de durées différentes.

I.1.1. LA FRAGMENTATION DES SUPER-CONTINENTS

Les cycles eustatiques les plus longs sont appelés cycles d'ennoiement continental (*continental flooding cycles* de Vail *et al.*, 1991). Ils correspondraient à des alternances de périodes de formation et de fragmentation de super-continentes. La durée de ces cycles est de

plusieurs centaines de millions d'années (cycles de premier ordre) avec une amplitude maximale de variation de l'ordre de 300 mètres. Lorsque les continents sont regroupés en une seule masse, le volume des bassins océaniques est maximal, ce qui engende un bas niveau eustatique. Lorsque la masse continentale est fragmentée en une multitude de petits continents, une plus grande partie du domaine marin est constituée par des domaines peu profonds (marges continentales, rifts, bassins intra-cratoniques) au détriment des bassins océaniques profonds subductés. Il y a diminution du volume des océans et montée eustatique.

1.1.2. LES VARIATIONS DU TAUX D'EXPANSION OCÉANIQUE

Les variations du taux d'expansion océanique et les changements de types de dorsales sont responsables de changements du volume total des océans (Hallam, 1963 ; Russel, 1968). Les dorsales rapides peuvent représenter un volume trois fois supérieur à celui d'une dorsale lente (Pitman, 1978). Les périodes d'accélération de la dérive océanique le long de grandes dorsales seraient susceptibles de faire monter le niveau eustatique de 1 cm par 1000 ans (Pitman, *op. cit.*). Ce phénomène est invoqué pour expliquer des cycles eustatiques dont la durée est de quelques dizaines de millions d'années (cycles de deuxième ordre) et dont l'amplitude est inférieure à 100 mètres (Vail *et al.*, 1991).

1.1.3. LE GLACIO-EUSTATISME

Les variations glacio-eustatiques correspondent aux cycles de formation et de fonte des calottes glaciaires continentales. Les mécanismes glacio-eustatiques engendrent des vitesses de variation très rapides, pouvant aller jusqu'à 1 cm par an, avec des amplitudes pouvant largement dépasser 100 m (Donovan et Jones, 1979). Ces amplitudes ne peuvent être atteintes que lors de périodes particulières, appelées "âges glaciaires", durant lesquelles existent des calottes glaciaires importantes. Ces périodes sont rares à l'échelle des temps géologiques, et il est par exemple exclu d'envisager des variations glacio-eustatiques de plusieurs dizaines de mètres au cours du Mésozoïque et du Paléogène (Rowley et Markwick, 1992). En dehors des ères glaciaires, l'existence de calottes glaciaires restreintes et donc de glacio-eustatisme de faible amplitude reste néanmoins possible (Matthews et Poore, 1980 ; Prentice et Matthews, 1988).

Les cycles glacio-eustatiques les mieux connus sont ceux contrôlés par la variation des paramètres orbitaux de la Terre, qui ont été identifiés grâce à l'enregistrement stratigraphique du Plio-Quaternaire. Il s'agit de cycles à haute fréquence, d'une durée inférieure au million d'année (quatrième ordre et au-delà). L'existence de cycles glacio-eustatiques à plus long terme reste douteuse. Pour Vail *et al.* (1991), les séquences de dépôt de troisième ordre (durée de 0,5 à 3 millions d'années) pourraient résulter de variations glacio-eustatiques. Le problème réside dans l'amplitude de ces variations, dont certaines sont supposées atteindre 50 m au cours du Mésozoïque. Selon Rowley et Markwick (1992) de telles amplitudes impliqueraient l'existence d'une calotte glaciaire de dimensions comparables à celles de l'actuelle calotte antarctique, ce qui est irréaliste.

1.1.4. CONCLUSION

Il apparaît que seulement trois ordres principaux de variations eustatiques peuvent trouver une explication :

- (1) les cycles d'ennoiement continental dont la durée représente plusieurs centaines de millions d'années (cycles de premier ordre suivant la classification de Vail *et al.*, 1991), dont l'amplitude maximale est d'environ 300 m, et qui sont corrélés avec les cycles de fragmentation des super-continentes.
- (2) les cycles liés aux changements de vitesse d'expansion océanique, dont la durée est de plusieurs dizaines de millions d'années (cycles de deuxième ordre), dont l'amplitude peut atteindre une cinquantaine de mètres,

(3) les cycles glacio-eustatiques dont la durée est inférieure au million d'années (cycles de quatrième ordre et au-delà), dont l'amplitude est métrique à décamétrique en dehors des âges glaciaires.

L'existence de cycles eustatiques d'une durée de quelques millions d'années (cycles de troisième ordre selon Vail *et al.*, 1991) est suggérée par les auteurs de l'école EXXON (Haq *et al.*, 1987 ; Vail *et al.*, 1991). Il n'a semble-t-il pas été proposé jusqu'ici de processus pouvant expliquer de manière satisfaisante l'existence de ces cycles dans la mesure où l'amplitude supposée de ces variations (jusqu'à 50 m : Haq *et al.*, 1987) exclut une origine glacio-eustatique.

I.2. VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER LIÉES AUX MOUVEMENTS VERTICAUX DU SUBSTRAT

Il existe trois grands types de mouvements verticaux du substrat, d'amplitude, d'extension et de durée différentes :

- les mouvements d'échelle inter-régionale, associés aux frontières entre plaques lithosphériques (zones de divergence, convergence ou décrochement), qui correspondent à des déformations dites "à grande longueur d'onde",
- les mouvements d'échelle régionale liés aux variations de champs de contrainte au sein d'une même plaque, qui correspondent à des déformations dites "à moyenne longueur d'onde",
- les mouvements locaux associés à la cinématique des structures tectoniques (plis, failles), c'est à dire des déformations dites à "courte longueur d'onde".

I.2.1. EFFET DES DÉFORMATIONS À GRANDE LONGUEUR D'ONDE DANS LES DIFFÉRENTS CONTEXTES GÉODYNAMQUES

Le dépôt de séries sédimentaires d'épaisseur plurikilométrique, c'est à dire l'individualisation d'un véritable bassin sédimentaire, découle de l'existence d'une montée durable du niveau relatif de la mer. C'est la tectonique des plaques qui détermine la formation de ces vastes zones subsidentes, dont la durée de fonctionnement dépasse la dizaine, voire la centaine de millions d'années. Il s'agit là de durées correspondant à des cycles de premier ou deuxième ordre d'après la terminologie de Vail *et al.* (1991).

Les différents contextes géodynamiques "inter-régionaux" génèrent des régimes de subsidence caractéristiques (McKenzie, 1978 ; Bally et Snelson, 1980 ; Kingston *et al.*, 1983), donnant des morphologies-types de bassins sédimentaires (figure 31).

Les mouvements verticaux induits par la cinématique des plaques résultent du jeu de l'isostasie et de la subsidence thermique. L'isostasie intervient essentiellement dans les bassins en compression avec la flexuration par effet de charge (Quinlan et Beaumont, 1984 ; Angevine *et al.*, 1990), tandis que la subsidence thermique contrôle principalement l'évolution des profils de subsidence en contexte distensif entre le stade rift et le stade marge passive (*e.g.* Angevine *et al.*, 1990). Dans les bassins sur décrochement et les bassins intra-cratoniques, les deux phénomènes peuvent jouer simultanément.

En conclusion, le régime géodynamique inter-régional crée une variation fondamentale du niveau relatif de la mer : celle qui génère le bassin sédimentaire et en détermine la géométrie. Néanmoins si cette variation présente habituellement la même tendance générale (montée) dans tout le bassin, elle n'est pas homogène du point de vue de son amplitude entre les différentes parties du bassin (figure 31).

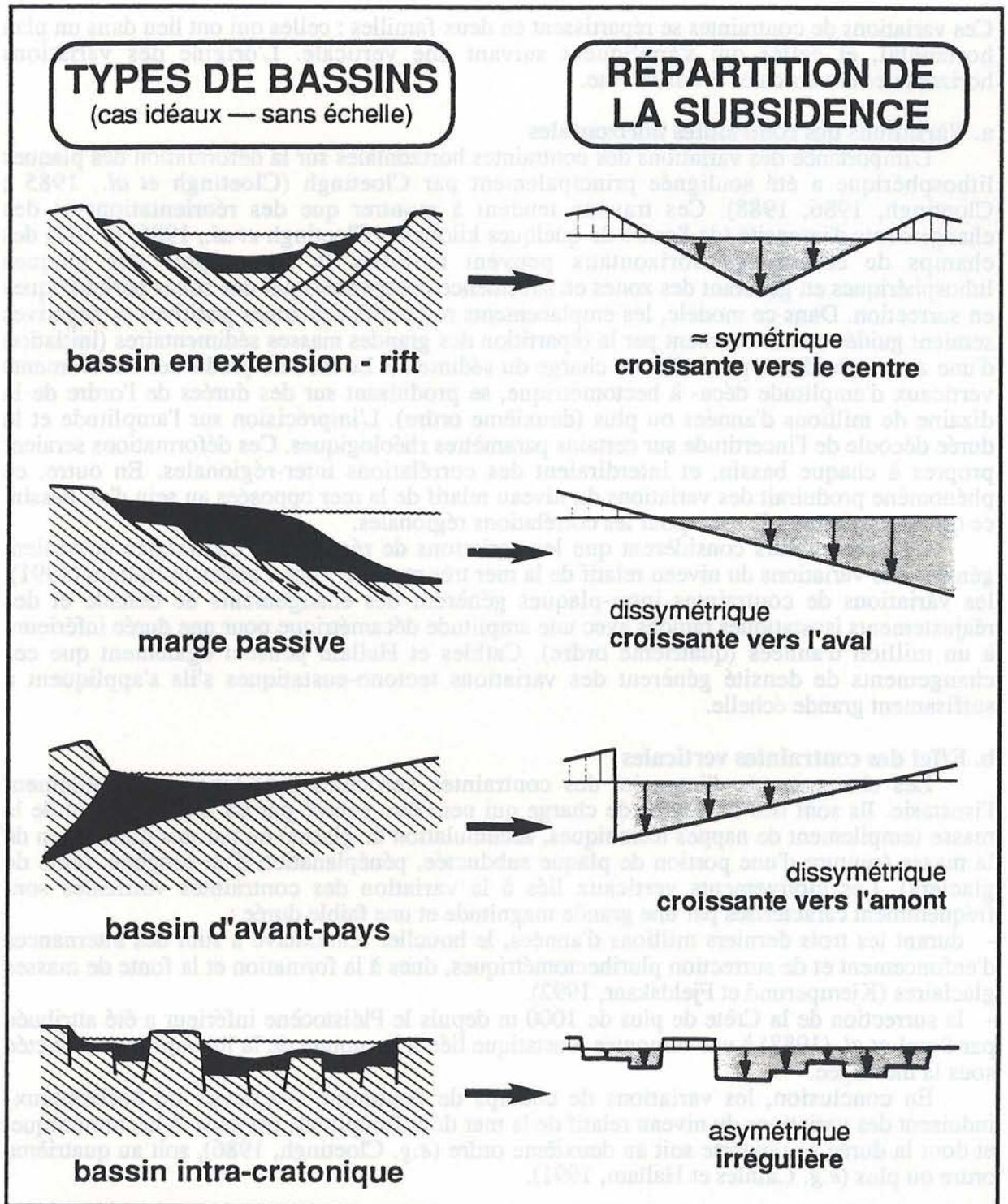


Fig. 31 : Représentation schématique des régimes de subsidence pour différents régimes de contraintes géodynamiques inter-régionaux. 1 et 2 : régime distensif (rift et marge passive) - 3 : régime compressif (bassin d'avant-pays) - 4 : régime plus ou moins "stable" (bassin intra-cratonique). Les zones cisailantes présentent des bassins sur décrochements (bassins losangiques), dont les régimes de subsidence sont très variables.

I.2.2. LES VARIATIONS DE RÉGIMES DE CONTRAINTES INTRA-PLAQUES

Les variations de régimes de contraintes intra-plaques relèvent également de phénomènes "géodynamiques" d'échelle lithosphérique, mais elles engendrent des variations d'échelle inférieure à celles qui sont responsables de la formation des bassins sédimentaires.

Ces variations de contraintes se répartissent en deux familles : celles qui ont lieu dans un plan horizontal, et celles qui s'appliquent suivant une verticale. L'origine des variations horizontales et verticales est différente.

a. Variations des contraintes horizontales

L'importance des variations des contraintes horizontales sur la déformation des plaques lithosphériques a été soulignée principalement par Cloetingh (Cloetingh *et al.*, 1985 ; Cloetingh, 1986, 1988). Ces travaux tendent à montrer que des réorientations et des changements d'intensité (de l'ordre de quelques kilobars : Cloetingh *et al.*, 1986, p. 157) des champs de contraintes horizontaux peuvent modifier la topographie des plaques lithosphériques en générant des zones en subsidence compensées par des zones périphériques en surrection. Dans ce modèle, les emplacements respectifs des zones positives et négatives seraient guidés essentiellement par la répartition des grandes masses sédimentaires (initiation d'une zone subsidente par l'effet de charge du sédiment). Le modèle prédit des mouvements verticaux d'amplitude déca- à hectométrique, se produisant sur des durées de l'ordre de la dizaine de millions d'années ou plus (deuxième ordre). L'imprécision sur l'amplitude et la durée découle de l'incertitude sur certains paramètres rhéologiques. Ces déformations seraient propres à chaque bassin, et interdiraient des corrélations inter-régionales. En outre, ce phénomène produirait des variations du niveau relatif de la mer opposées au sein d'un bassin, ce qui est un facteur d'erreur pour les corrélations régionales.

Certains auteurs considèrent que les variations de régimes de contraintes pourraient générer des variations du niveau relatif de la mer très rapides. Pour Cathles et Hallam (1991), les variations de contraintes intra-plaques génèrent des changements de densité et des réajustements isostatiques rapides avec une amplitude décimétrique pour une durée inférieure à un million d'années (quatrième ordre). Cathles et Hallam pensent également que ces changements de densité génèrent des variations tectono-eustatiques s'ils s'appliquent à suffisamment grande échelle.

b. Effet des contraintes verticales

Les changements d'intensité des contraintes verticales font jouer essentiellement l'isostasie. Ils sont liés à un effet de charge qui peut être généré par un accroissement de la masse (empilement de nappes tectoniques, accumulation de glaces) ou par une diminution de la masse (rupture d'une portion de plaque subductée, pénéplanation d'un orogène, fonte de glaciers). Les mouvements verticaux liés à la variation des contraintes verticales sont fréquemment caractérisés par une grande magnitude et une faible durée :

- durant les trois derniers millions d'années, le bouclier scandinave a subi des alternances d'enfoncement et de surrection plurihectométriques, dues à la formation et la fonte de masses glaciaires (Kjemperund et Fjeldskaar, 1992).
- la surrection de la Crête de plus de 1000 m depuis le Pléistocène inférieur a été attribuée par Sorel *et al.* (1988) à une remontée isostatique liée à la rupture de la lithosphère subductée sous la mer Égée.

En conclusion, les variations de champs de contrainte (verticaux ou horizontaux) induisent des variations du niveau relatif de la mer dont l'amplitude est déca- à hectométrique, et dont la durée se rapporte soit au deuxième ordre (*e.g.* Cloetingh, 1986), soit au quatrième ordre ou plus (*e.g.* Cathles et Hallam, 1991).

I.2.3. EFFET DE LA CINÉMATIQUE DES STRUCTURES TECTONIQUES

Dans la plupart des cas, les structures tectoniques (plis, failles) constituent des objets "ponctuels" à l'échelle du bassin (déformations à courte longueur d'onde). Les effets de leurs mouvements sur les variations du niveau relatif de la mer ont donc une très faible extension latérale. L'amplitude de ces mouvements peut être très importante (hectométrique) pour des durées de temps faibles (centaines voire dizaines de milliers d'années) Keraudren et Sorel (1987), par exemple, montrent l'existence de rejets verticaux de plus de 500 mètres en 400.000 ans le long de failles normales néotectoniques du Nord du Péloponnèse.

Ces variations locales mais de forte amplitude du niveau relatif de la mer peuvent se produire sur tous les types de structures tectoniques (figure 32).

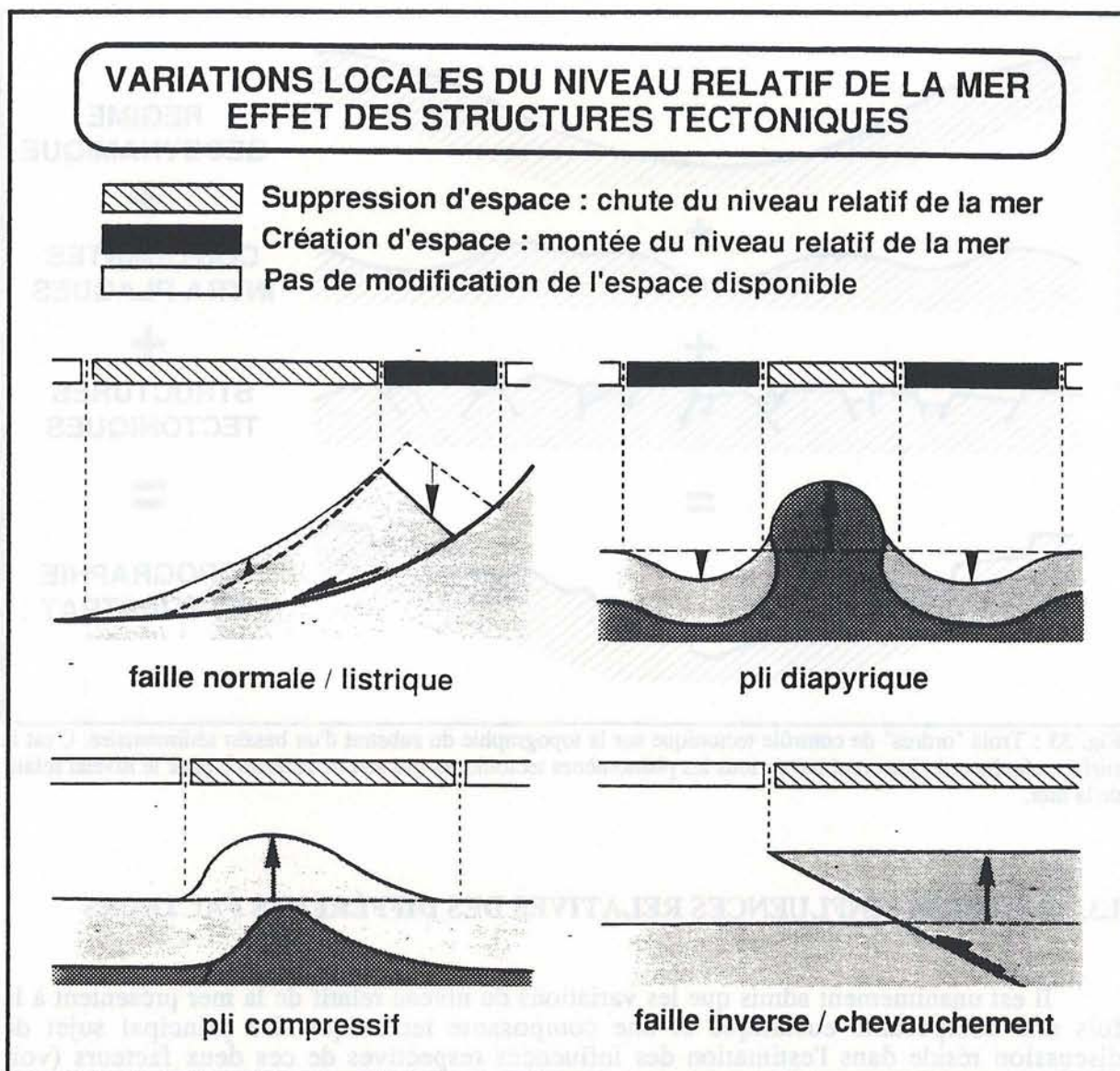


Fig. 32 : Variations locales du niveau relatif de la mer, liées à la cinématique de structures tectoniques.

I.2.4. CONCLUSION

De même que pour les phénomènes eustatiques, trois ordres de variation sont avérés en ce qui concerne les mouvements verticaux du substrat :

- les variations d'échelle géodynamique inter-régionale correspondant à la formation de bassins sédimentaires (premier ou deuxième ordre selon les contextes),
- les variations régionales dues aux variations de contraintes intra-plaques, qui se placeraient à l'échelle du deuxième ordre,
- les variations locales, liées aux structures tectoniques, qui relèveraient du quatrième ordre ou plus.

Il apparaît à nouveau qu'il manque un modèle pour expliquer des variations du niveau relatif de la mer de troisième ordre, soit des variations d'amplitude pluridécennale et dont la durée serait de quelques millions d'années.

La combinaison des différents types de mouvements verticaux détermine la géométrie du fond du bassin (figure 33). Les variations d'origine tectonique étant multiples, aperiodiques, asymétriques et diachrones, la surface du substratum du bassin est irrégulière et instable. C'est pourtant cette surface qui sert le plus souvent de référence pour les variations du niveau relatif de la mer...

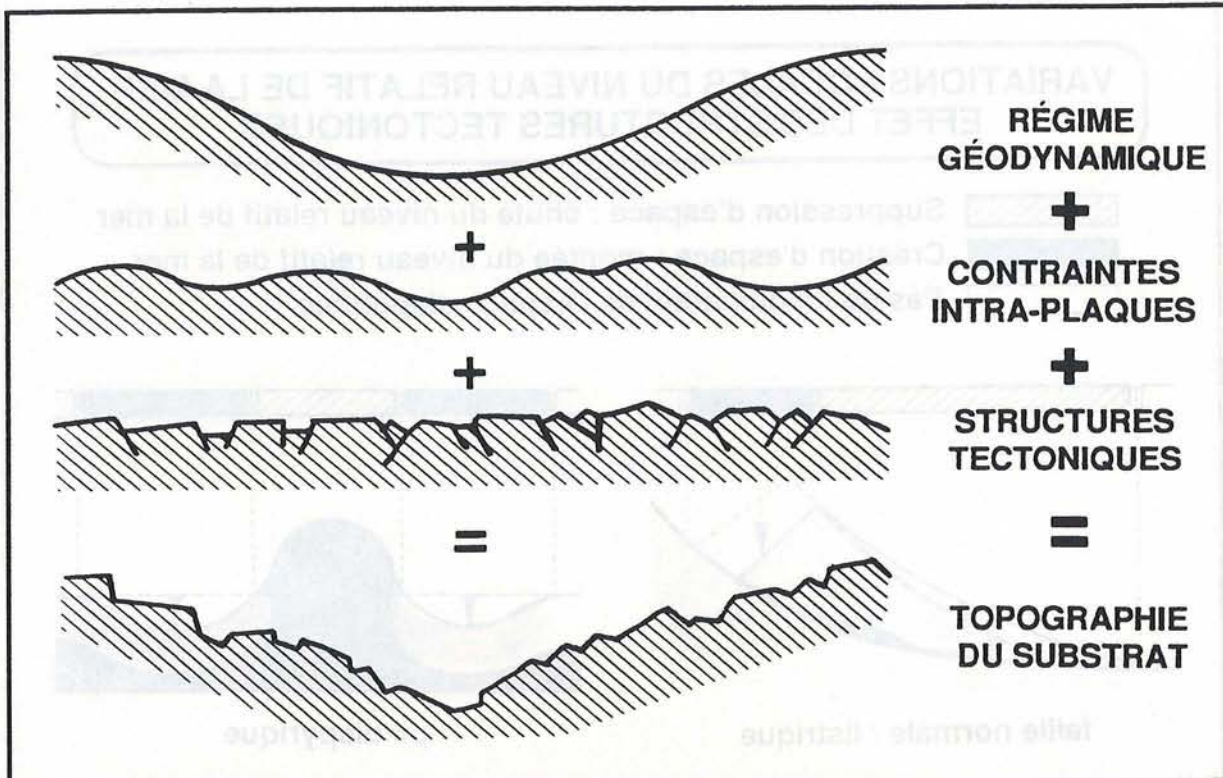


Fig. 33 : Trois "ordres" de contrôle tectonique sur la topographie du substrat d'un bassin sédimentaire. C'est la surface résultant du jeu combiné de tous les phénomènes tectoniques qui sert de référence pour le niveau relatif de la mer.

1.3. SYNTHÈSE : INFLUENCES RELATIVES DES DIFFÉRENTS FACTEURS

Il est unanimement admis que les variations du niveau relatif de la mer présentent à la fois une composante eustatique et une composante tectonique. Le principal sujet de discussion réside dans l'estimation des influences respectives de ces deux facteurs (voir McDonald, 1991 ; Vail *et al.*, 1991 ; Klein et Kupperman, 1992), en particulier concernant leur capacité à générer des séquences de dépôt.

Les premiers auteurs à avoir développé le concept de séquence de dépôt (*e.g.* Sloss, 1950) voyaient un contrôle tectonique dans la formation des unités stratigraphiques. Il s'agissait de grands cycles transgression-régression à l'échelle du deuxième ordre. Les chercheurs d'EXXON qui ont popularisé le concept de séquences de dépôt (voir Vail *et al.*, 1977), ont à l'inverse largement privilégié le contrôle eustatique. À l'heure actuelle, tous les types d'interprétations continuent à être proposés.

Les partisans du contrôle eustatique (*e.g.* Vail *et al.*, 1991) arguent que les séquences de dépôt de troisième ordre et plus sont générées par des véritables cycles de variations du niveau relatif, (chute et montée), que seul l'eustatisme peut générer, les mouvements tectoniques étant considérés comme épisodiques et univoques (surrection ou subsidence, pas d'alternance). Vail *et al.* (*op. cit.*) reconnaissent comme seules séquences d'origine tectonique des grands cycles transgression-régression de deuxième ordre. Ce contrôle tectonique au deuxième ordre surimposé à des séquences "eustatiques" de troisième ordre a été invoqué par de nombreux auteurs (*e.g.* Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Lutterbacher *et al.*, 1991).

Pour les partisans du contrôle eustatique, les phénomènes tectoniques ne font que modifier la géométrie des séquences de dépôt, en exagérant ou inhibant l'effet des variations eustatiques (voir Vail *et al.*, 1991 ; Lutterbacher *et al.*, 1991).

À l'opposé, certains auteurs privilégient le contrôle tectonique à toutes les échelles, en proposant l'existence de cycles à haute fréquence de surrection-subsidence.

Flint *et al.* (1991) suggèrent l'existence de tels cycles, présentant une durée moyenne de 100.000 ans. Fortuin et De Smet (1991) mettent en évidence l'existence de cycles de variation du niveau relatif de la mer avec des chutes générées par la surrection de structures tectoniques et des montées induites par la subsidence lors des phases de quiescence. Ils soulignent que ces cycles présentent une durée inférieure à un million d'années (ordre 4 au moins), et ont une magnitude supérieure aux plus grandes variations glacio-eustatiques. Par ailleurs, Ramsay (1991) montre que sans exclure un contrôle eustatique, les géométries et les séquences qu'il observe pourraient être expliquées de façon satisfaisante par le jeu combiné de la tectonique locale et de la subsidence régionale.

Enfin il existe des partisans du contrôle mixte tectonique et eustatique. Robertson *et al.* (1991), par exemple, montrent que la tectonique locale perturbe les effets d'une variation eustatique à long terme. Beaucoup d'auteurs pensent que la majorité des séquences de dépôt est générée par l'eustatisme, et que la tectonique vient "ajouter" des séquences "supplémentaires" (voir Underhill et Partington, 1992 ; Thomas *et al.*, 1991).

En conclusion, il existe globalement un accord sur l'origine tectono-eustatique des séquences de dépôt de premier et de deuxième ordre. L'origine glacio-eustatique des séquences à haute fréquence (quatrième ordre et plus) est également assez généralement admise, bien que remise en cause par certains auteurs (voir Cathles et Hallam, 1991 ; Flint *et al.*, 1991 ; Fortuin et De Smet, 1991). Le principal sujet de discussion reste le facteur de contrôle des variations du niveau relatif de la mer de troisième ordre, d'autant que jusqu'à présent il n'a été proposé aucun phénomène tectonique ou eustatique susceptible de les expliquer.

II. LE CAS DES BASSINS D'AVANT-PAYS

II.1. FORMATION ET ÉVOLUTION STRUCTURALE

II.1.1. MODÈLE GÉNÉRAL - FORMATION ET GÉOMÉTRIE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS

Les bassins d'avant-pays (*foreland basins* : Dickinson, 1974) sont des bassins caractéristiques des zones de convergence de plaques lithosphériques. Il est maintenant unanimement admis que leur formation est le produit d'une subsidence isostatique générée par l'effet de charge de matériel crustal allochtone (Voir entre autres : Dickinson, 1974 ; Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Allen *et al.*, 1986).

Du fait de leur mode de formation par le déplacement d'une charge, les bassins d'avant-pays présentent deux caractéristiques fondamentales (figure 34) :

- ce sont des bassins dissymétriques, pour lesquels la subsidence est maximale au pied de la charge, et décroît exponentiellement vers le domaine stable (figure 34a),
- ce sont des bassins instables dans l'espace, le profil de subsidence migrant progressivement vers la zone stable au fur et à mesure de l'avancée de la charge (figure 34b).

Les caractéristiques géométriques des bassins d'avant-pays sont fonction de plusieurs paramètres (Jordan, 1981 ; Sinclair *et al.*, 1991 ; Angevine *et al.*, 1991) dont les principaux sont : (1) l'épaisseur élastique de la plaque chevauchée, (2) l'angle du chevauchement, (3), la vitesse de chevauchement et (4) le taux d'érosion sur la masse chevauchante.

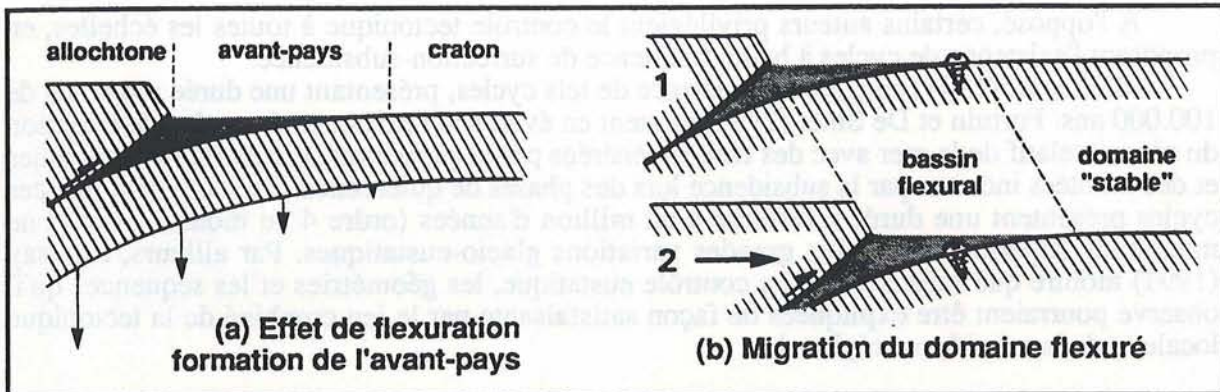


Fig. 34 : Mode de formation et évolution d'un bassin d'avant-pays. (a) : formation d'un bassin flexural sous l'effet de l'arrivée d'une masse allochtone ; le bassin présente une forte dissymétrie. (b) : évolution du profil de subsidence dans le temps ; le domaine d'avant-pays migre sous l'effet de la progression de la charge allochtone.

- **L'épaisseur élastique de la plaque chevauchée.** Ce paramètre joue un rôle fondamental dans la géométrie du bassin d'avant-pays. Sur une plaque très élastique, l'avant-pays est étroit et profond. À l'inverse, sur une plaque relativement rigide, l'avant-pays est large et peu profond (Sinclair *et al.*, 1991). On explique ainsi (Watts, 1992) le contraste de géométrie entre des avant-pays étroits (bassin sud-pyrénéen, bassin des Apennins, bassin molassique suisse) et d'autres très larges (*Western Interior* de l'ouest de l'Amérique du Nord, bassin du Gange). Du fait du très fort contrôle par la rhéologie de la plaque mise en charge, l'histoire géologique de celle-ci revêt une importance particulière (Allen *et al.*, 1986 ; Desegaulx et Moretti, 1988 ; Watts, 1992). L'histoire thermique et structurale détermine des variations latérales d'épaisseur élastique, qui vont induire des variations de comportement de la plaque chevauchée au cours de l'évolution du bassin d'avant-pays (Jordan, 1981 ; Cross, 1986 ; Desegaulx *et al.*, 1990 ; Watts, 1992 ; Waschbusch et Royden, 1992a, 1992b).

- **L'angle de chevauchement.** Pour Sinclair *et al.* (1991), la variation de l'angle de chevauchement modifie la profondeur du bassin — plus l'angle se redresse par rapport à l'horizontale, plus le bassin est profond — mais il n'influe pas sur la largeur de la zone flexurée.

- **La vitesse de chevauchement.** Pour Sinclair *et al.* (1991), la variation de vitesse de chevauchement ne modifie pas la profondeur du bassin, mais change sa largeur : plus le chevauchement est rapide, plus la zone flexurée est étroite.

- **Le taux d'érosion de la masse allochtone.** Il existe plusieurs écoles. L'une consiste à dire que l'érosion de l'unité allochtone réduit sa masse, et qu'il y aurait corrélativement une diminution de profondeur du bassin d'avant-pays par remontée isostatique (voir Jordan, 1981 ; Heller *et al.*, 1988 ; McCormick et Grotzinger, 1992). L'autre approche (Sinclair *et al.*, 1991), fondée sur une modélisation numérique, tend à montrer que l'augmentation de l'érosion sur l'unité chevauchante se traduit par un élargissement et un approfondissement de l'avant-pays, entre autres du fait de l'effet de charge des sédiments qui agit à l'amont du front de chevauchement.

II.1.2. ÉVOLUTION DES BASSINS D'AVANT-PAYS — MODÈLES RHÉOLOGIQUES

Il existe un accord global sur le mode de formation des bassins d'avant-pays, sur leur géométrie et sur leur évolution générale (migration du bassin). En revanche des divergences subsistent quant à la cinématique de détail de l'évolution de ces bassins (figure 35). Ces divergences reposent sur le modèle rhéologique choisi pour la plaque chevauchée entre un modèle de réponse élastique (*e.g.* Jordan, 1981 ; Flemings et Jordan, 1990 ; Zoetemeijer *et al.*, 1990 ; Sinclair *et al.*, 1991) et un modèle viscoélastique (*e.g.* Beaumont, 1981 ; Quinlan et Beaumont, 1984 ; Tankard, 1986a, 1986b).

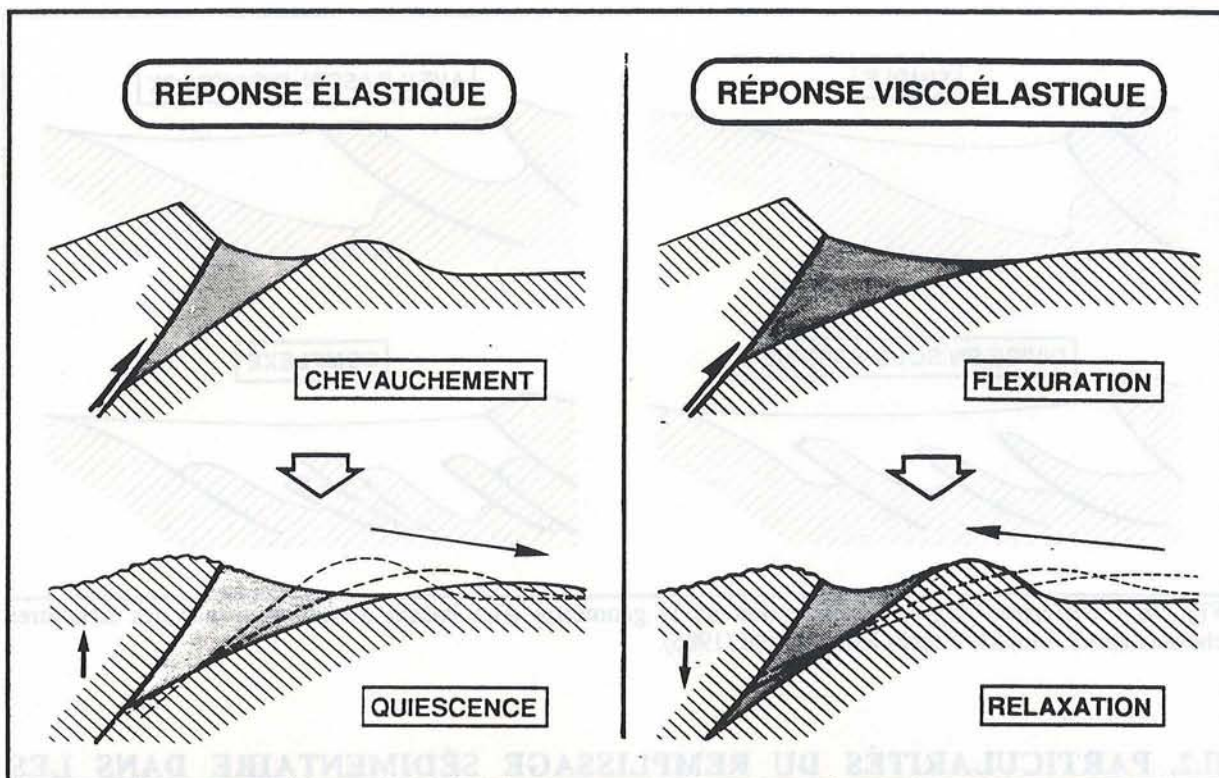


Fig. 35 : Différence de réponse à une alternance de phases de chevauchement et de quiescence selon qu'il est présumé une réponse élastique (à gauche) ou viscoélastique (à droite) de la plaque mise en charge. Schémas synthétiques sans échelle d'après Flemings et Jordan (1990) pour le modèle élastique et Tankard (1986a, 1986b) pour le modèle viscoélastique.

Quel que soit le modèle pris en compte, il existe un bombement externe — ou périphérique — d'avant-pays (*fore bulge*) qui migre au cours du temps. Pour le modèle de réponse élastique, ce bombement externe migre vers la zone déformée au cours des phases de chevauchement, et vers le craton en phase de quiescence. L'utilisation d'un modèle viscoélastique (cycles de flexuration-relaxation selon Quinlan et Beaumont, 1984) amène à prédire un comportement rigoureusement inverse.

Les deux modèles présentés reposent sur l'hypothèse d'une tectonique discontinue avec des alternances de phases de chevauchement et de périodes de quiescence, destinées à expliquer entre autres le caractère épisodique ou cyclique observé dans l'évolution des bassins d'avant-pays. À ce sujet, Waschbusch et Royden (1992a, 1992b) ont proposé un modèle permettant de simuler un comportement épisodique au sein d'un *continuum* de déformation, par l'effet de l'inhomogénéité de la lithosphère chevauchée. Les variations longitudinales d'épaisseur élastique induiraient des variations de comportement du bassin au cours du temps avec une alternance de phases de rétrécissement - approfondissement et de phases d'élargissement - diminution de profondeur, en supposant par ailleurs une avancée du chevauchement parfaitement continue.

II.1.3. STRUCTURES TECTONIQUES SPÉCIFIQUES DES BASSINS D'AVANT-PAYS

Les bassins d'avant-pays peuvent présenter une grande variété de structures tectoniques, liées à des champs de contraintes compressifs, et qui sont trop nombreuses pour être présentées ici. Pour une synthèse exhaustive sur ces structures, voir McClay (1992), ainsi que les articles plus généraux de Butler (1982) et Dunne et Ferrill (1988).

Les structures tectoniques ont pour conséquence de compliquer la géométrie des bassins d'avant-pays, en les subdivisant en compartiments qui peuvent évoluer de façon différente, aussi bien d'un point de vue structural que sédimentologique (figure 36).

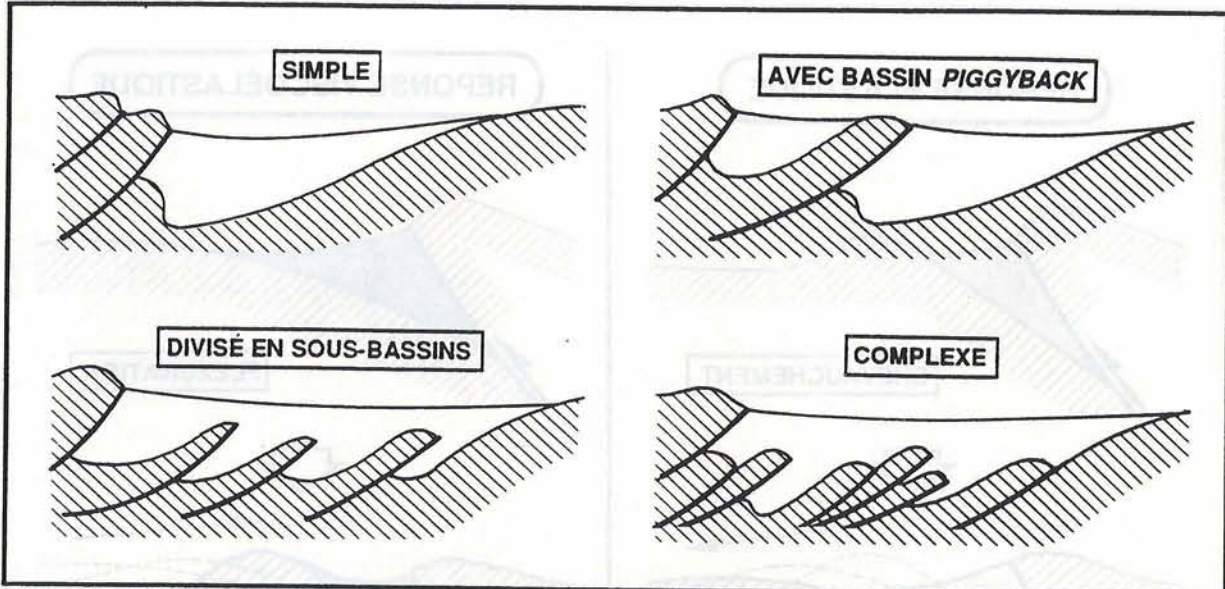


Fig. 36 : Différents degrés de distorsion de la géométrie d'un bassin d'avant-pays par des structures chevauchantes. Modifié d'après Ricci Lucchi (1986).

II.2. PARTICULARITÉS DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DANS LES BASSINS D'AVANT-PAYS

II.2.1. ÉVOLUTION GÉNÉRALE DU REMPLISSAGE DES BASSINS D'AVANT-PAYS

a. Géométrie générale

À l'échelle régionale, le remplissage sédimentaire présente une géométrie calquée sur celle du bassin, formant un prisme sédimentaire dont l'épaisseur maximale se trouve au droit du front de chevauchement, et qui s'amincit progressivement vers le craton pour se biseauter au niveau du bombement externe d'avant-pays (figure 37).

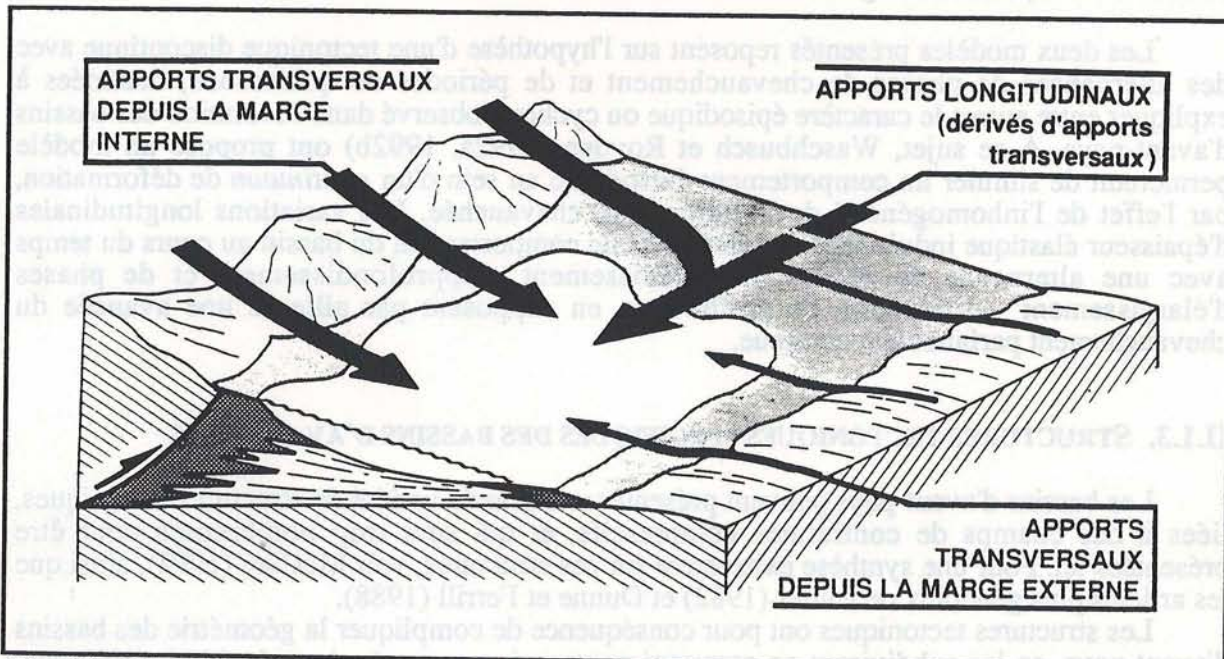


Fig. 37 : Géométrie schématique du remplissage d'un bassin d'avant-pays. La dissymétrie du régime de subsidence et la prédominance des apports venant de la zone déformée par rapport à ceux venant du bombement externe contribuent à la dissymétrie du remplissage.

Les auteurs s'accordent pour dire que le bombement externe est négligeable en termes d'apports sédimentaires (Tankard, 1986a, 1986b ; Heller *et al.*, 1988 ; Jordan et Flemings, 1991) et que le remplissage résulte d'apports transversaux venant directement du front de déformation, et d'apports longitudinaux qui suivent la direction d'allongement du bassin. La géométrie du remplissage résulte donc à la fois de la dissymétrie de la subsidence et de la dissymétrie des apports.

b. Évolution dans le temps

Il a été reconnu depuis longtemps que dans tous les bassins d'avant-pays, le remplissage sédimentaire commence par des faciès marins distaux, puis évolue vers des faciès de moins en moins profonds, jusqu'à consister entièrement en dépôts continentaux. On parlait alors de *stade flysch* (turbidites) et de *stade molasse* (dépôts continentaux).

La principale hypothèse pour expliquer cette évolution est la variation longitudinale des propriétés élastiques de la plaque chevauchée. Les bassins d'avant-pays se développent presque systématiquement sur d'anciennes marges passives (Kingston *et al.*, 1983). Le chevauchement s'initie sur une lithosphère amincie, donc très élastique, puis progresse vers le craton où l'épaississement de la lithosphère diminue la capacité de la plaque à subsider par réponse élastique (Watts, 1992). Moins la plaque chevauchée s'enfonce, moins le bassin est profond, plus le compartiment chevauchant s'élève et s'érode. La perte de masse par érosion contribue à une remontée isostatique et à la diminution de profondeur du bassin (figure 38).

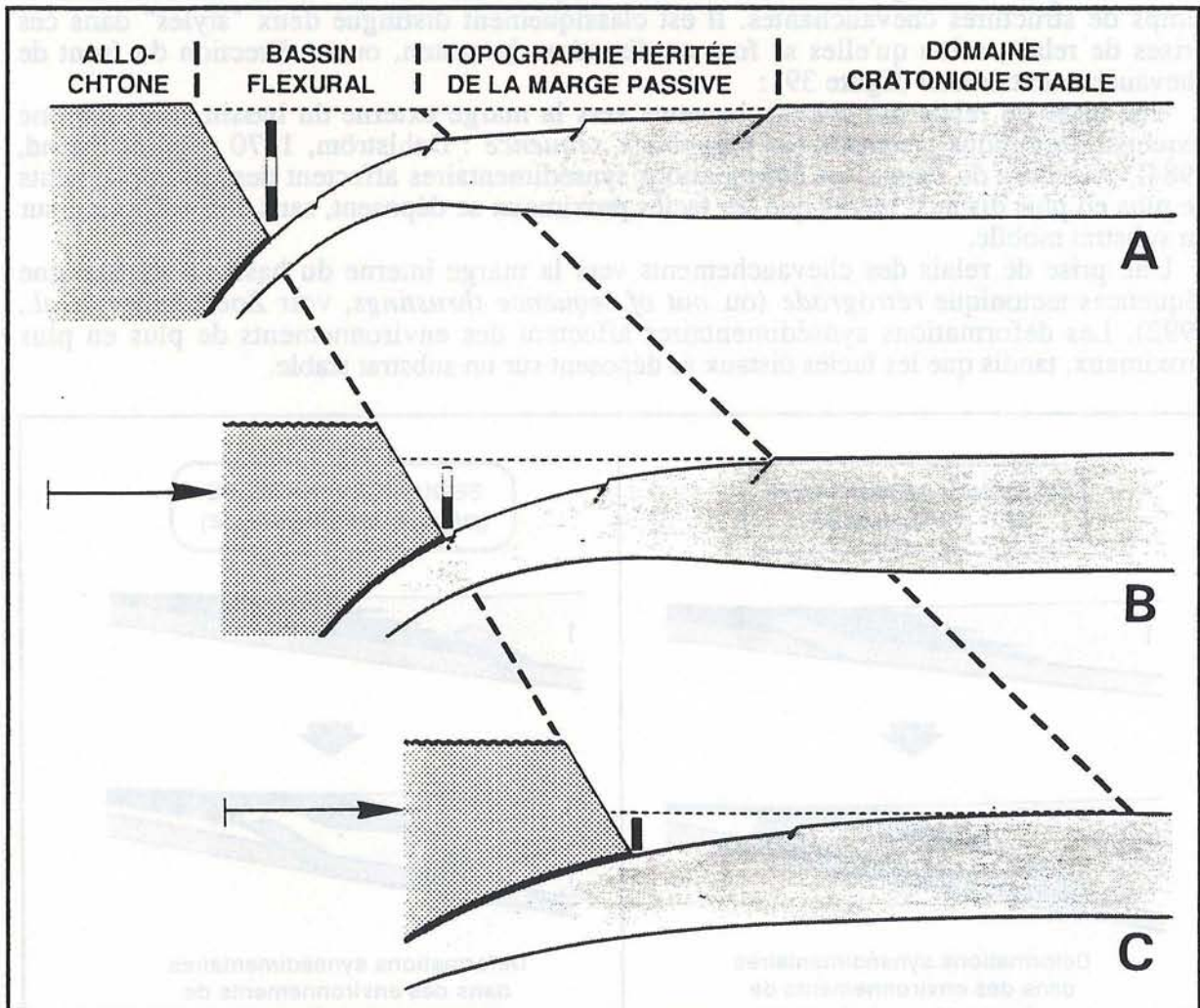


Fig. 38 : Évolution du bassin d'avant-pays en réponse à l'augmentation vers le craton chevauché de l'épaisseur de lithosphère. Au début de l'évolution du bassin, la plaque chevauchée est mince, donc facilement déformable, il se crée un bassin profond et étroit. Au cours du temps, l'avant-pays s'élargit et diminue de profondeur (accroissement d'épaisseur de la lithosphère chevauchée). Le stade ultime est un soulèvement général du bassin par remontée isostatique. Schémas sans échelle ; le bombement externe n'est pas représenté.

Sinclair et Allen (1992) proposent une hypothèse différente, considérant que le premier stade du bassin (faciès sédimentaires de domaine profond) correspond à des vitesses de chevauchement rapides sur un décollement très plat (*accretionary wedge phase*). Il y aurait alors un avant-pays profond, peu d'émersion du compartiment chevauchant, donc peu de matériel sédimentaire, et une accommodation toujours supérieure au taux de remplissage. Le passage au stade suivant correspondrait à un ralentissement de la vitesse de déplacement de l'unité allochtone, et à une plus forte inclinaison du chevauchement. Le compartiment chevauchant s'élèverait, subissant une forte érosion, le taux de remplissage deviendrait alors supérieur au taux d'accommodation, engendrant une continentalisation totale du bassin.

II.2.2. CONTRÔLE STRUCTURAL LOCAL DE LA GÉOMÉTRIE DU REMPLISSAGE

La dissymétrie des dépôts qui est claire à l'échelle du bassin l'est également à petite échelle par l'effet des structures tectoniques locales. Ces structures définissent des sous-bassins qui présentent presque systématiquement une dissymétrie similaire à celle du bassin lui-même. C'est à ce niveau qu'intervient l'influence du style de propagation de la déformation. En effet, une particularité des bassins d'avant-pays est qu'en certains endroits le remplissage sédimentaire se fait sur un substratum allochtone en cours de déplacement (voir : Ori et Friend, 1984 ; Beer *et al.*, 1990 ; Cook et Clarke, 1990 ; Zoetemeijer *et al.*, 1992).

Le déplacement synsédimentaire résulte le plus souvent d'une prise de relais dans le temps de structures chevauchantes. Il est classiquement distingué deux "styles" dans ces prises de relais, selon qu'elles se font en direction du craton, ou en direction du front de chevauchement crustal (figure 39) :

- Une prise de relais des chevauchements vers la marge externe du bassin constitue une séquence tectonique *prograde* (ou *piggyback sequence* : Dahlström, 1970 ; Ori et Friend, 1984). Au cours du temps, les déformations synsédimentaires affectent des environnements de plus en plus distaux, tandis que les faciès proximaux se déposent, sans être déformés, sur un substrat mobile.
- Une prise de relais des chevauchements vers la marge interne du bassin constitue une séquences tectonique *rétrograde* (ou *out of sequence thrustings*, voir Zoetemeijer *et al.*, 1992). Les déformations synsédimentaires affectent des environnements de plus en plus proximaux, tandis que les faciès distaux se déposent sur un substrat stable.

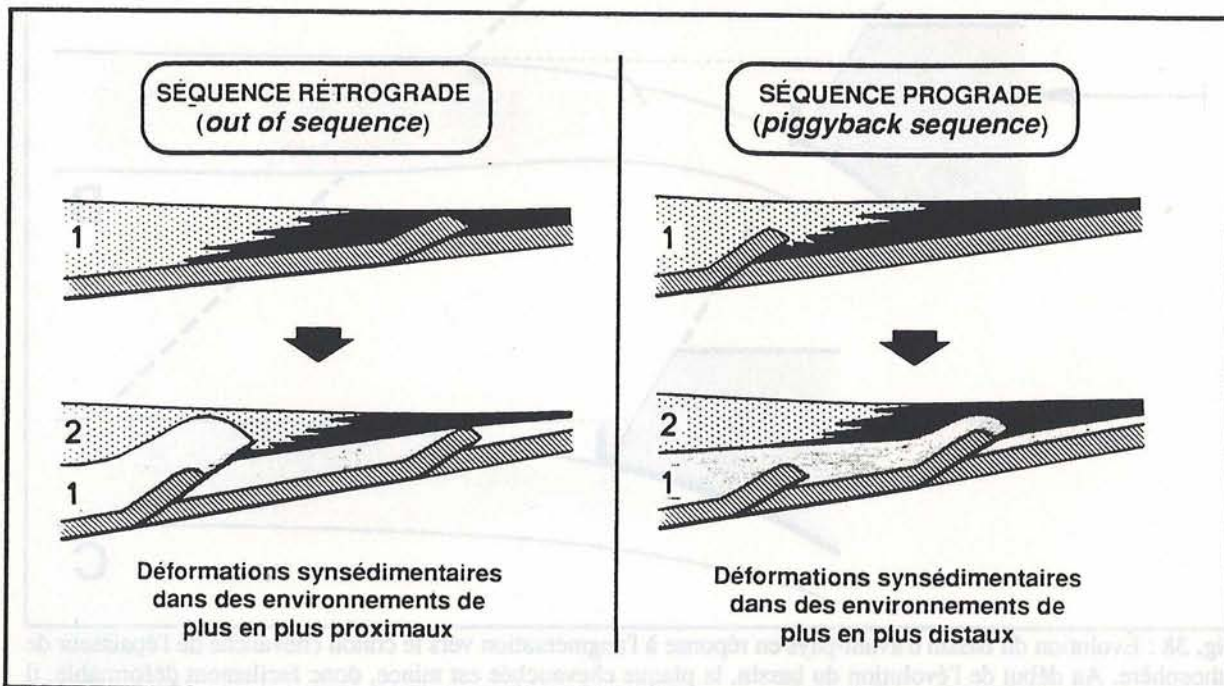


Fig. 39 : Évolution du contrôle structural synsédimentaire selon que se développe une séquence de chevauchements rétrograde (à gauche) ou prograde (à droite).

Le contrôle des structures tectoniques locales sur la répartition des sédiments a été souligné par de nombreux auteurs (*e.g.* Puigdefábregas, 1975 ; Hirst et Nichols, 1986 ; Beer *et al.*, 1990 ; Cook et Clarke, 1990 ; Wise *et al.*, 1991). Le principal contrôle invoqué est l'effet de piégeage des sédiments à l'amont des rampes de chevauchement, avec des cycles de remplissage et d'érosion des sous-bassins. Les phases de montée de la rampe provoqueraient un piégeage des sédiments à l'amont. Lors des périodes de quiescence, la rampe frontale serait progressivement entaillée par des réseaux fluviaux, permettant une érosion et un transit du matériel du sous bassin vers l'aval de la rampe (Beer *et al.*, 1990 ; Wise *et al.*, 1991). L'étude présentée dans la suite de ce mémoire montre qu'au moins dans certains cas, les structures tectoniques peuvent n'avoir qu'une influence mineure sur le développement des systèmes sédimentaires, et qu'elles contrôlent essentiellement les taux de préservation de ces systèmes.

II.2.3. NATURE ET GÉOMÉTRIE DES SÉQUENCES DE DÉPÔT

La dissymétrie de l'accommodation le long d'un profil partant du front de déformation vers la zone cratonique modifie profondément la géométrie des séquences de dépôt par rapport au modèle "classique" dérivé de l'observation des marges passives (*e.g.* : Vail *et al.*, 1987 ; Posamentier *et al.*, 1988). Ces différences (figure 40) ont été discutées sur la base de modélisations numériques par Jordan et Flemings (1991).

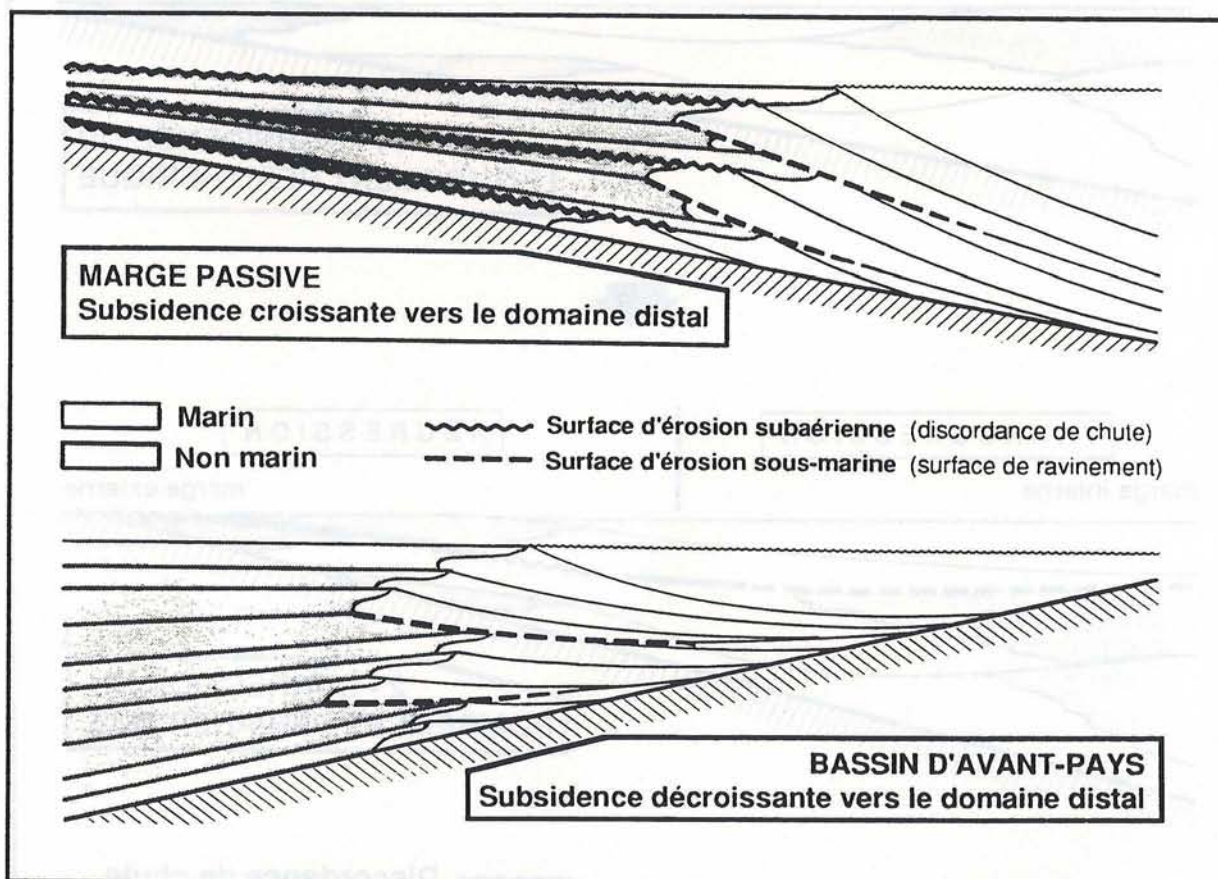


Fig. 40 : Comparaison de géométries de séquences de dépôt d'origine eustatique pour des profils de subsidence croissant vers le domaine distal (simulation d'une marge passive) et décroissant vers le domaine distal (simulation d'un avant-pays). D'après Jordan et Flemings (1991), fortement modifié.

Les modèles présentés sur la figure 40 montrent les différences essentielles de géométrie des séquences de dépôt dans un bassin d'avant-pays par rapport au modèle classique de marge passive. Dans le cas de l'avant-pays, le maximum d'accommodation se trouvant en domaine proximal, l'épaisseur des séries continentales est supérieure à celle des séries marines synchrones. Toujours du fait de cette dissymétrie, les discordances de chute s'expriment très mal, il ne se forme pas de grandes surfaces d'érosion subaériennes. De ce fait,

dans la bordure active de l'avant-pays, toutes les séquences seraient de type 2, si l'on suit la nomenclature du modèle EXXON (Voir Van Wagoner *et al.*, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988). Dans le modèle d'avant-pays, les surfaces d'érosion majeures sont générées en domaine sous-marin lors des transgressions (au sens physique du terme).

En résumé, les volumes relatifs de sédiments entre les domaines marin et continental, ainsi que les caractéristiques des surfaces d'érosion sont rigoureusement opposées entre le modèle d'avant-pays et le modèle de marge passive.

Dans le détail, l'évolution du remplissage se complique par le fait que les domaines proximaux et distaux réagissent de façon opposée lors des mouvements sur les chevauchements. Quel que soit le modèle rhéologique choisi (élastique ou viscoélastique, voir figure 35), lorsque le domaine proximal s'enfonce par effet de charge, le bombement d'avant-pays se soulève. Il y a donc dans ce cas synchronisme entre création d'accommodation en domaine proximal, et suppression en domaine distal (figure 41).

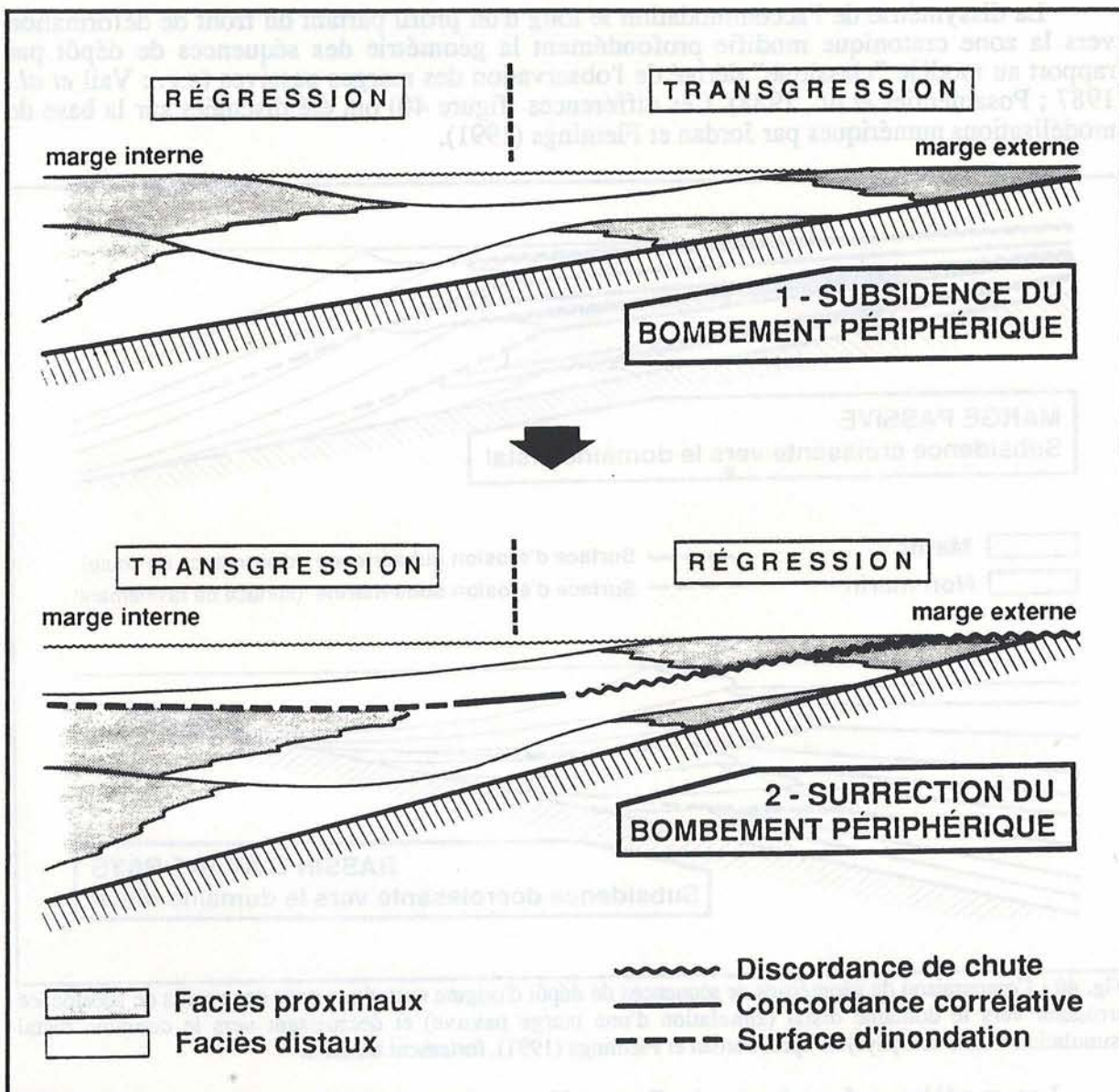


Fig. 41 : Comportements opposés entre les marges interne et externe d'un bassin d'avant-pays au cours de cycles de chevauchement (schéma du bas) et de quiescence (schéma du haut), si l'on suppose une réponse élastique. La période de maximum de chute du niveau relatif de la mer sur la marge externe se corrèle avec une surface d'inondation sur la marge interne. On note en outre l'existence de surfaces d'érosion subaériennes en domaine de bombement externe, du fait du faible taux d'accommodation. Modèle inspiré de Jordan et Flemings (1991).

Il ressort de ce modèle plusieurs particularités en ce qui concerne une interprétation en termes de stratigraphie séquentielle :

- les discordances de chute ne sont pas du même type (au sens du modèle EXXON) sur les marges interne (discordances de type 2) et externe (discordances de type 1) du bassin,
- un contrôle tectonique est capable de provoquer un diachronisme dans les variations du niveau relatif de la mer entre les deux bordures du bassin (coexistence de discordances et de surfaces d'inondation),
- l'hypothèse d'une tectonique épisodique peut parfaitement rendre compte de cycles de variation du niveau relatif de la mer, et donc générer des séquences de dépôt. Ces séquences auraient une durée de quelques millions d'années ou moins si l'on suppose un comportement élastique (cycles de chevauchement-quiescence de Jordan et Flemings, 1991) et une durée supérieure à la dizaine de millions d'années en supposant un comportement viscoélastique (cycles flexuration-relaxation de Quinlan et Beaumont, 1984).

II.3. CONCLUSION

Le modèle de Jordan et Flemings (1991) pose à nouveau le problème des influences respectives des facteurs de contrôle des séquences de dépôt. Il existe dans les bassins d'avant-pays comme ailleurs des avis opposés. On trouve des partisans du contrôle eustatique des séquences de troisième ordre, pour qui la tectonique ne fait que distordre la géométrie de séquences d'origine eustatique en générant une tendance au deuxième ordre (Crumeyrolle *et al.*, 1991 ; Specht *et al.*, 1991 ; Lutterbacher *et al.*, 1992). À l'opposé, certains auteurs considèrent que tous les ordres de séquences dans un bassin d'avant-pays peuvent être reliés à des phénomènes tectoniques (*e.g.* Puigdefábregas *et al.*, 1986 ; Puigdefábregas et Souquet, 1986 ; Wise *et al.*, 1991 ; Zoetemeijer *et al.*, 1992).

La clé concernant la distinction des facteurs eustatique et tectoniques réside apparemment dans la prédiction par le modèle tectonique d'un diachronisme des surfaces de référence entre les marges proximale et distale du bassin, avec des passages latéraux entre discordance de chute et surface de transgression. Si un tel diachronisme peut être démontré, alors l'origine tectonique des séquences est évidente. Si les points d'observation se trouvent tous dans un domaine homogène du point de vue tectonique (soit tous en domaine proximal, soit tous en domaine distal) les éventuelles séquences d'origine tectonique risquent de montrer un synchronisme des variations du niveau relatif de la mer, et la distinction des influences respectives des deux paramètres semble difficile. Enfin, même en disposant de données sur les deux marges, la démonstration du synchronisme ou du diachronisme des surfaces caractéristiques n'est pas aisée.

LE CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE JACA

I. LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE

I.1. INTRODUCTION

Les Pyrénées au sens strict ne sont qu'une partie d'un système orogénique complexe, qui inclut vers l'ouest les chaînons basco-cantabriques, et vers l'est les faisceaux plissés du Bas Languedoc et de Provence. L'ensemble des structures "pyrénéennes" constitue une bande d'un millier de kilomètres de long, grossièrement orientée est/ouest des Asturies à la Provence (figure 42), correspondant à la zone d'affrontement des plaques ibérique et nord-européenne entre le Crétacé supérieur et le Miocène.

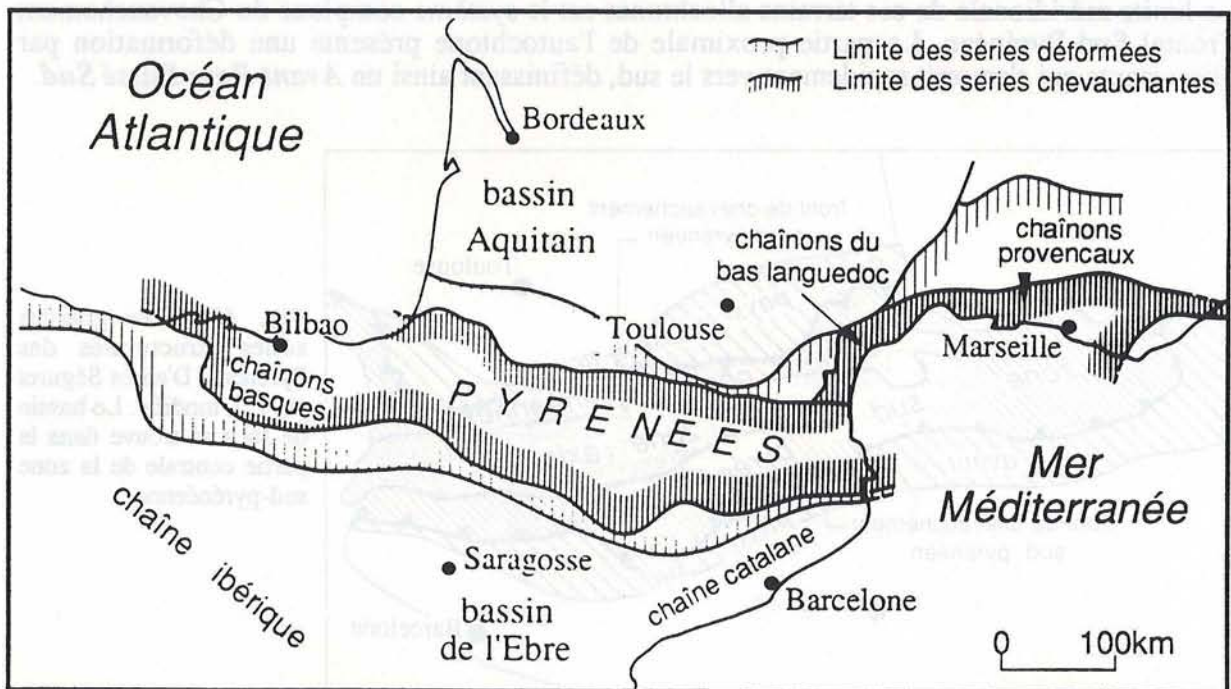


Fig. 42 : L'ensemble des structures liées à l'orogénèse pyrénéenne. Modifié d'après Séguret (1972).

Les Pyrénées ont fait l'objet de multiples travaux détaillés dans tous les domaines de la géologie. Ne seront rappelées ici que les notions générales concernant l'évolution géodynamique et sédimentaire des Pyrénées, issues des travaux synthétiques portant sur l'évolution de l'ensemble de la chaîne comme ceux de Mattauer (1968 & 1985), Choukroune *et al.* (1973), Souquet *et al.* (1977), Séguret *et al.* (1985), Puigdefàbregas & Souquet (1986), Deségaulx *et al.* (1990), ainsi que sur les synthèses d'introduction des thèses de Labaume (1983), et Crumeyrolle (1987).

I.2. LE CADRE TECTONIQUE

I.2.1. LES ZONES STRUCTURALES

La chaîne des Pyrénées est classiquement subdivisée en plusieurs zones, en fonction de la nature des terrains et des principaux éléments structuraux (Figure 43).

- **La Zone Axiale** : Cette zone, qui forme l'essentiel de la haute chaîne, est constituée principalement de matériel paléozoïque cristallophyllien ayant subi une déformation et un métamorphisme intenses au cours des phases orogéniques hercynienne et pyrénéenne.
- **La Zone Nord Pyrénéenne** : Elle est limitée au sud par la Faille Nord Pyrénéenne (FNP) qui la sépare de la Zone Axiale, et au nord par un système de chevauchements à vergence nord appelé Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (CFNP). Cette zone est constituée de massifs paléozoïques allochtones et de leur couverture méso-cénozoïque déformée. Dans la partie la plus interne de cette zone, le long de la Faille Nord Pyrénéenne, les terrains mésozoïques sont affectés par un métamorphisme de type haute température et basse pression, auquel sont associées des intrusions de roches ultrabasiques de type lhertzolite. Ces terrains constituent la zone interne métamorphique de la Zone Nord Pyrénéenne. Au nord du Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen, la déformation s'amortit progressivement dans l'autochtone du Bassin Aquitain définissant une zone faiblement déformée appelée *Avant-Pays Plissé Nord*.
- **La Zone Sud Pyrénéenne** : Au sud de la Zone Axiale, les séries méso-cénozoïques sont déformées en plis et en chevauchements à vergence sud. La couverture sédimentaire est décollée au niveau du Trias et vient chevaucher vers le sud l'autochtone du Bassin de l'Ebre. La limite méridionale de ces terrains allochtones est le système complexe du Chevauchement Frontal Sud-Pyrénéen. La partie proximale de l'autochtone présente une déformation par plissements qui s'amortit rapidement vers le sud, définissant ainsi un *Avant-Pays Plissé Sud*.

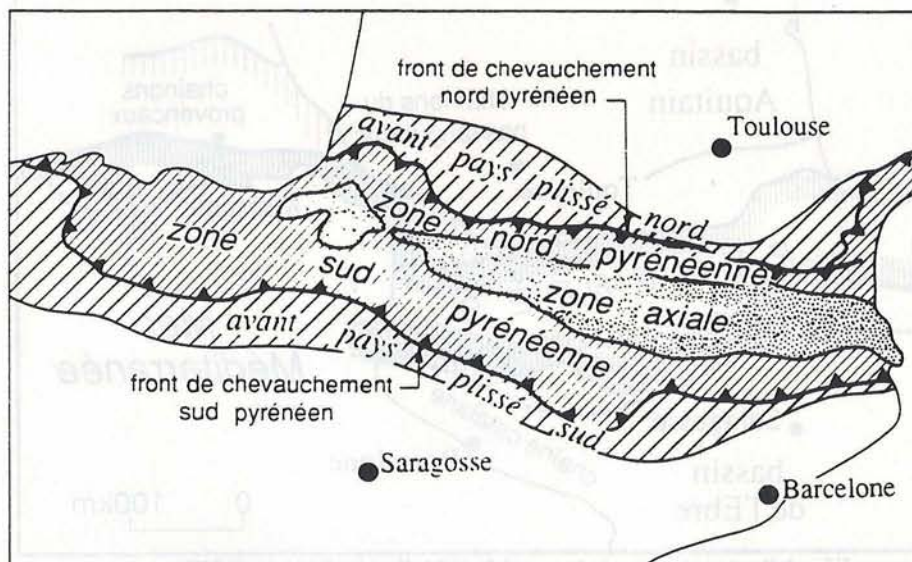


Fig. 43 : Les grandes zones structurales des Pyrénées. D'après Séguret (1972), modifié. Le bassin de Jaca se trouve dans la partie centrale de la zone sud-pyrénéenne.

I.2.2. LA STRUCTURE INTERNE

La partie superficielle des Pyrénées est depuis longtemps interprétée comme une structure en éventail avec un déversement de nappes vers l'extérieur de la chaîne de part et d'autre de la Zone Axiale. Sur la base de cette interprétation, de nombreuses hypothèses ont été émises concernant la structure profonde des Pyrénées. Il est rappelé ici pour mémoire les principaux modèles proposés (Figure 44), soit :

- (1) une subduction limitée de la lithosphère européenne sous le craton ibérique (Souquet *et al.*, 1977 ; Boillot & Capdevilla, 1977 ; figure 44a),
- (2) un modèle en *thin skinned tectonics*, impliquant l'existence en profondeur d'un grand chevauchement d'échelle crustale faiblement incliné à vergence sud (Williams et Fisher, 1984 ; figure 44b),
- (3) un modèle suggérant une expulsion verticale de la zone axiale, sans différence notable de la structure crustale entre les deux cratons (Dérmond *et al.*, 1985 ; figure 44c),
- (4) un modèle de poinçonnement de la plaque ibérique par la plaque européenne, avec épaissement de la croûte ibérique et formation d'une racine crustale (Mattauer, 1985 ; Séguret *et al.*, 1985 ; figure 44d).

Le modèle qui semble maintenant le plus réaliste est celui issu de l'interprétation du profil ECORS Pyrénées (figure 45) impliquant une subduction limitée de la plaque ibérique sous la plaque nord-européenne (ECORS Pyrenees team, 1988 ; Roure *et al.*, 1989 ; Desegaulx *et al.*, 1990). La Faille Nord Pyrénéenne, considérée comme un élément fondamental de la structure des Pyrénées dans la plupart des modèles (à l'exception de Williams et Fischer) ne semble en fait jouer qu'un rôle accessoire dans l'histoire finale compressive.

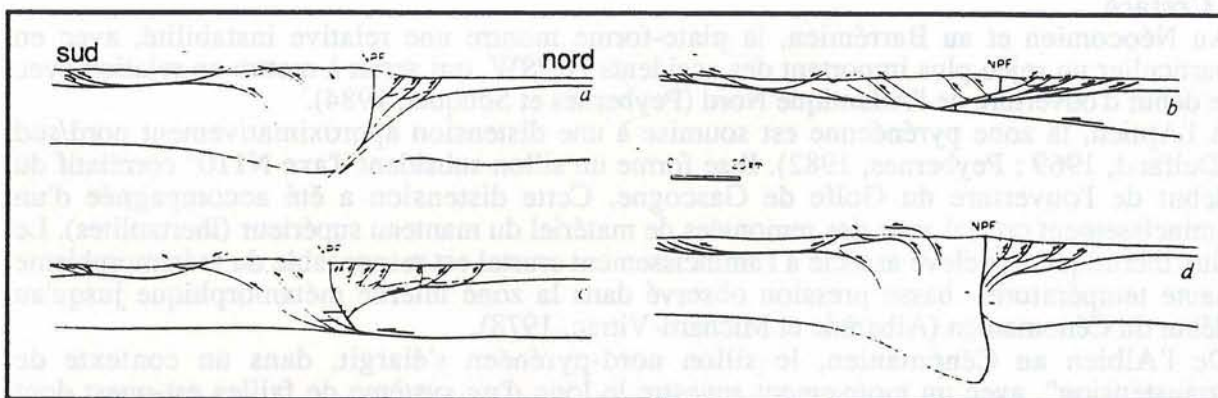


Fig. 44 : Différents modèles pour la structure crustale des Pyrénées. a : Souquet *et al.* (1977), Boillot et Capdevilla (1977) - b : Williams et Fischer (1984) - c : Dérmond *et al.* (1985) - d : Mattauer (1985), Séguret *et al.* (1985). Modifié d'après ECORS Team (1988).

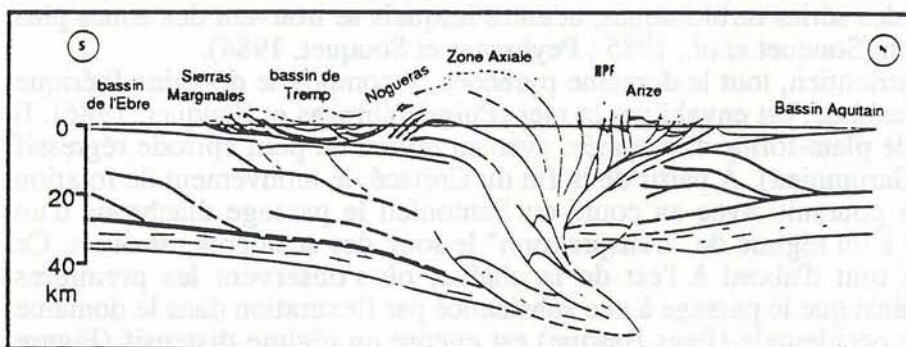


Fig. 45 : Modèle de la structure crustale actuelle des Pyrénées déduit de l'interprétation du profil ECORS Pyrénées par Desegaulx *et al.* (1990). Les traits gras indiquent les structures héritées de la phase orogénique hercynienne. Modifié d'après Desegaulx *et al.* (1990).

I.3. HISTOIRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE

Il est ici rappelé brièvement l'histoire tectono-sédimentaire depuis la fin du Paléozoïque de la région actuellement occupée par les Pyrénées. Cet historique se fonde principalement sur les synthèses de Puigdefàbregas et Souquet (1986), Desegaulx *et al.* (1990), Labaume (1983), Crumeyrolle (1987), et sur la synthèse paléogéographique de Plaziat (1981).

- Paléozoïque

À la fin du Paléozoïque (Carbonifère supérieur), la zone pyrénéenne qui était impliquée dans l'orogénèse hercynienne est pénéplanée. Des réseaux de failles tardi-hercyniennes contrôlent la mise en place de petits bassins "molassiques" stéphano-permiens (Lucas, 1985) auxquels est associé du volcanisme andésitique.

- Trias

Au Trias inférieur, la sédimentation correspond à des environnements purement continentaux (faciès fluviaux), puis présente un caractère lagunaire (marnes gypsifères) au Trias moyen et supérieur (Curnelle, 1983). À ces faciès marins restreints sont associés des niveaux volcaniques, en particulier des ophites.

- Jurassique

Au Jurassique, la sédimentation est de type plate-forme carbonatée stable, avec un léger contrôle par des accidents NE/SW, c'est à dire grossièrement orthogonaux à l'orientation actuelle de la chaîne (Peybernes, 1976 ; Peybernes et Souquet, 1984). Ces systèmes de failles sont hérités de la phase tardi-hercynienne.

- Crétacé

Au Néocomien et au Barrémien, la plate-forme montre une relative instabilité, avec en particulier un rejeu plus important des accidents NE/SW, qui serait à mettre en relation avec le début d'ouverture de l'Atlantique Nord (Peybernes et Souquet, 1984).

À l'Aptien, la zone pyrénéenne est soumise à une distension approximativement nord/sud (Delfaud, 1969 ; Peybernes, 1982). Il se forme un sillon subsident d'axe N110° corrélatif du début de l'ouverture du Golfe de Gascogne. Cette distension a été accompagnée d'un amincissement crustal avec des remontées de matériel du manteau supérieur (lhertzolites). Le flux thermique très élevé associé à l'amincissement crustal est responsable du métamorphisme haute température - basse pression observé dans la zone interne métamorphique jusqu'au début du Cénomaniens (Albarède et Michard-Vitrac, 1978).

De l'Albien au Cénomaniens, le sillon nord-pyrénéen s'élargit, dans un contexte de "transtension", avec un mouvement senestre le long d'un système de failles est-ouest dont l'équivalent actuel serait la zone de faille nord pyrénéenne. Cette cinématique est liée à une rotation antihoraire de l'Ibérie suite à l'ouverture de l'Atlantique central et du golfe de Gascogne (Le Pichon *et al.*, 1970). La zone pyrénéenne présente alors sur le compartiment européen de multiples systèmes de fossés d'effondrement de type *pull-apart*, dans lesquels se déposent principalement des séries turbiditiques, et entre lesquels se trouvent des zones plus hautes soumises à l'érosion (Souquet *et al.*, 1985 ; Peybernes et Souquet, 1984).

Du Cénomaniens au Maestrichtien, tout le domaine pyrénéen, y compris le domaine Ibérique jusqu'ici le plus souvent exondé, est envahi par la mer (Puigdefàbregas et Souquet, 1986). Il se développe des faciès de plate-forme carbonatée, avec au milieu un petit épisode régressif (faciès continentaux du Garumniens). À partir de la fin du Crétacé, le mouvement de rotation antihoraire de l'Ibérie se poursuit, avec au cours du Santonien le passage diachrone d'un régime de "transtension" à un régime de "transpression" le long des accidents est-ouest. Ce changement s'enregistre tout d'abord à l'est de la chaîne, où s'observent les premières structures compressives ainsi que le passage à une subsidence par flexuration dans le domaine nord-pyrénéen. La partie occidentale (Pays Basque) est encore en régime distensif (Figure 46). Le régime en compression se généralise progressivement d'est en ouest, jusqu'à affecter l'ensemble de la chaîne à la fin du Crétacé.

- Paléocène

Au Paléocène, la zone centrale des Pyrénées commence à émerger à l'est (Catalogne), où les failles normales et décrochantes héritées de la phase de rifting crétacée sont reprises en compression, avec une inversion des structures. À l'ouest subsiste un sillon subsident d'axe est-ouest ouvert sur la zone atlantique, et encadré au nord et au sud par des plates-formes carbonatées étroites et instables (Plaziat, 1981 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986). Dès la base du Paléocène, la région sud Pyrénéenne commence également à se comporter comme un bassin flexural.

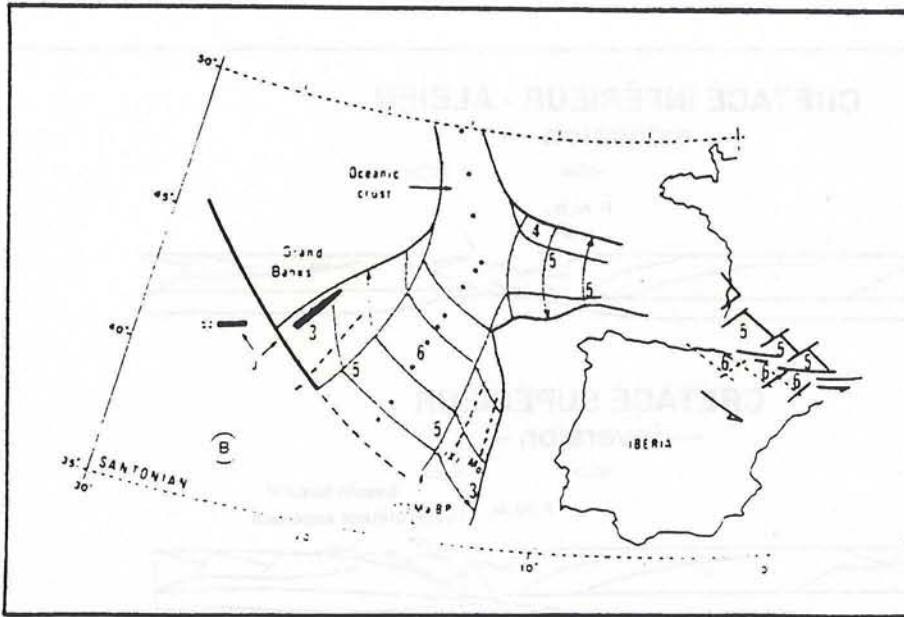


Fig. 46 : Un effet du mouvement de rotation de la plaque ibérique : la coexistence au Santonien de régimes en extension et en compression, respectivement dans les parties occidentale et orientale de la chaîne. Extrait de Puigdefàbregas et Souquet (1986).

- Éocène

Au cours de l'Éocène, la "transpression" NE/SW évolue rapidement vers une compression N/S. La partie centrale de la chaîne émerge, il s'individualise au nord et au sud deux sillons de flexuration allongés, parallèles à la chaîne, le sillon sud présentant des faciès plus marins que le sillon nord (Ierdien à Biarritzien *s.l.* ; Plaziat, 1981). Au fur et à mesure, les dépôt-centres de ces bassins migrent vers les parties externes de la chaîne, tandis que les premiers dépôts synorogéniques sont repris dans la déformation. La couverture méso-cénozoïque commence à se déformer et à être charriée vers les parties externes (Séguret, 1972). À l'extrême fin de l'Éocène (Priabonien), la zone axiale ainsi que les zones nord- et sud-pyrénéenne sont définitivement émergées, il subsiste localement de petits bassins évaporitiques dans les avant-pays plissés, le domaine marin ouvert se trouvant à l'emplacement de l'actuel golfe de Gascogne (Plaziat, 1981).

- Oligocène à Miocène inférieur

Le serrage nord/sud se poursuit. La subsidence par flexuration, qui semble s'arrêter dans la zone nord-pyrénéenne à la fin de l'Éocène, se poursuit dans l'avant pays plissé sud-pyrénéen (nord du bassin de l'Ebre) jusqu'au Miocène inférieur (Desegaulx *et al.*, 1990). Dès la base de l'Oligocène, il se produit un décollement généralisé de la couverture dans l'ensemble de la zone sud-pyrénéenne (Choukroune *et al.*, 1968 ; Garrido, 1972 ; Séguret 1972 ; Puigdefàbregas, 1975). Ce charriage vers le sud, synchrone de la sédimentation, amène un soulèvement progressif des bassins sud-pyrénéens qui présentent dès lors des faciès continentaux. Ce type de structuration (*piggyback basin*) ne s'est pas produit dans la zone nord-pyrénéenne.

- Miocène supérieur à actuel

Bien que la zone reste tectoniquement active, dans un contexte de compression nord/sud, on n'observe plus de raccourcissement significatif à partir du Miocène supérieur. Le raccourcissement total dans la zone centrale des Pyrénées a été estimé par Roure *et al.* (1989) à environ 120 km. L'histoire récente de la chaîne est caractérisée par un soulèvement important au cours du Plio-Quaternaire (De Sitter, 1952 ; Mattauer et Henry, 1973).

La zone pyrénéenne est donc le produit d'une histoire géodynamique complexe, qui a vu se succéder différents types de bassins (figure 47) :

- des petits bassins intra-cratoniques du permien au Crétacé inférieur,
- un bassin de rift à l'Aptien et à l'Albien inférieur,
- un système de bassins sur décrochement à composante en extension puis en compression de l'Aptien au Cénomanién,
- des bassins d'avant-pays du Paléocène au Miocène.

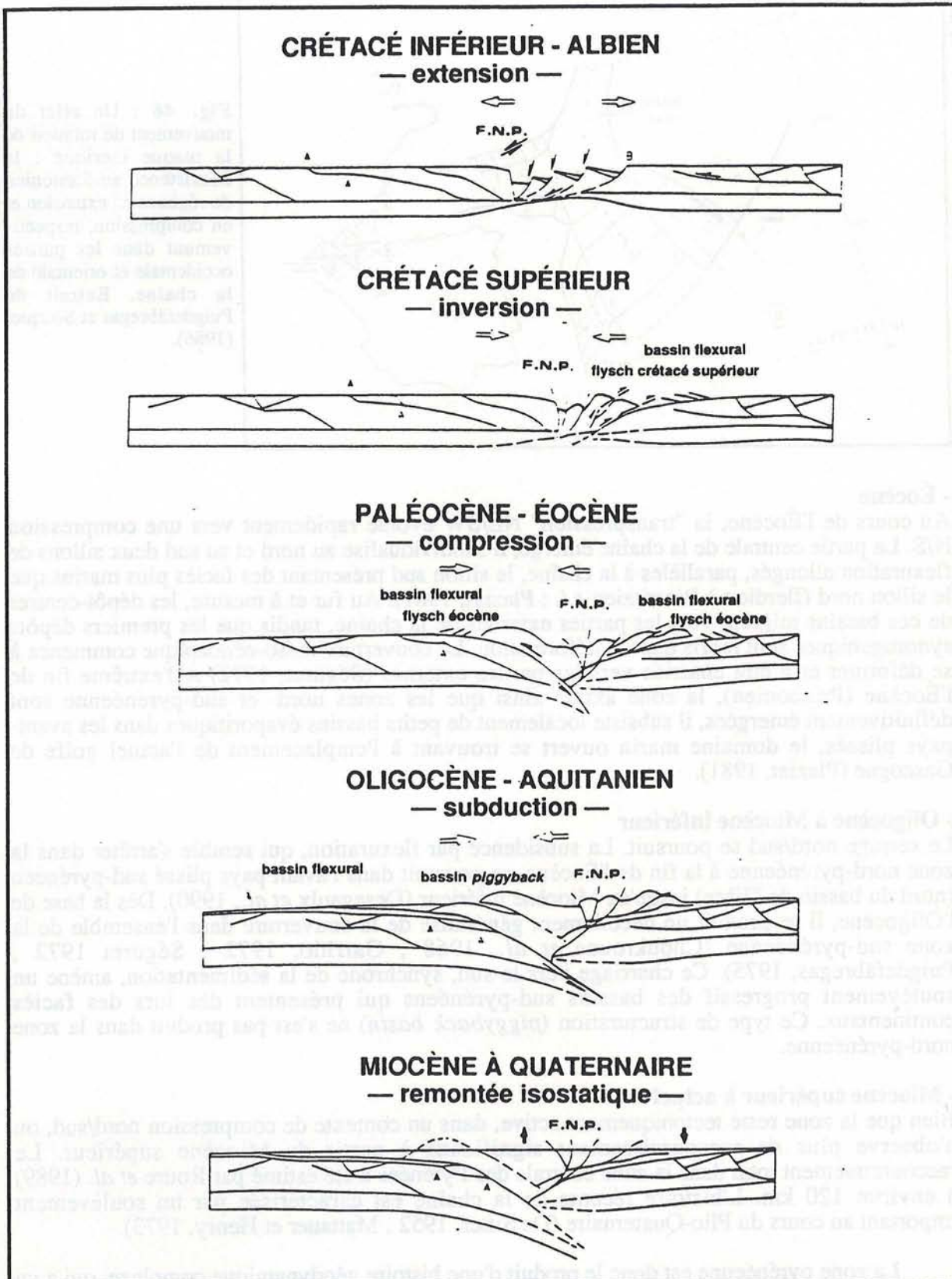


Fig. 47 : Coupes nord/sud (nord à droite) retraçant l'évolution géodynamique de la zone centrale des Pyrénées depuis le Crétacé inférieur. 1 : période d'extension puis de "transtension" senestre. - 2 : passage à un contexte de "transpression", inversion des structures et début de flexuration dans la zone nord-pyrénéenne. - 3 : régime en compression nord/sud, flexuration de la zone sud-pyrénéenne, et émergence généralisée de la zone axiale. 4 - subduction limitée de la plaque ibérique sous la plaque nord-européenne, déplacement *piggyback* dans la zone sud-pyrénéenne, fin de flexuration dans la zone nord-pyrénéenne. 5 - surrection de la haute chaîne. Schémas modifiés d'après Desegaulx *et al.* (1990).

II. LE BASSIN DE JACA DANS LE CONTEXTE PYRÉNÉEN

II.1. LOCALISATION

Le Bassin de Jaca fait partie de la zone sud-pyrénéenne. Cette zone, constituée de matériel sédimentaire méso-cénozoïque allochtone (Choukroune *et al.* 1968 ; Séguret 1972) se divise schématiquement en trois grandes unités tectoniques, avec d'est en ouest : l'Unité de Cadi, l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale, et l'Unité de Gavarnie.

Sur chacune de ces nappes se sont individualisés des bassins sédimentaires cénozoïques syntectoniques, qui sont respectivement : le bassin catalan, le bassin de Tremp-Graus, et le bassin de Jaca-Pamplona. Il est défini en outre des sous-bassins, contrôlés par des éléments structuraux locaux, comme le bassin d'Ager dans la partie méridionale de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale, et le bassin d'Ainsa, situé dans la partie la plus orientale de l'Unité de Gavarnie au contact de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale (Figure 48). L'âge de mise en place diffère d'une nappe à l'autre. En ce qui concerne l'Unité de Gavarnie, sur laquelle s'est développée le bassin de Jaca, le début de son mouvement est postérieur à celui de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale. La zone de découplage entre les deux nappes se situe au niveau du bassin d'Ainsa (Séguret, 1972).

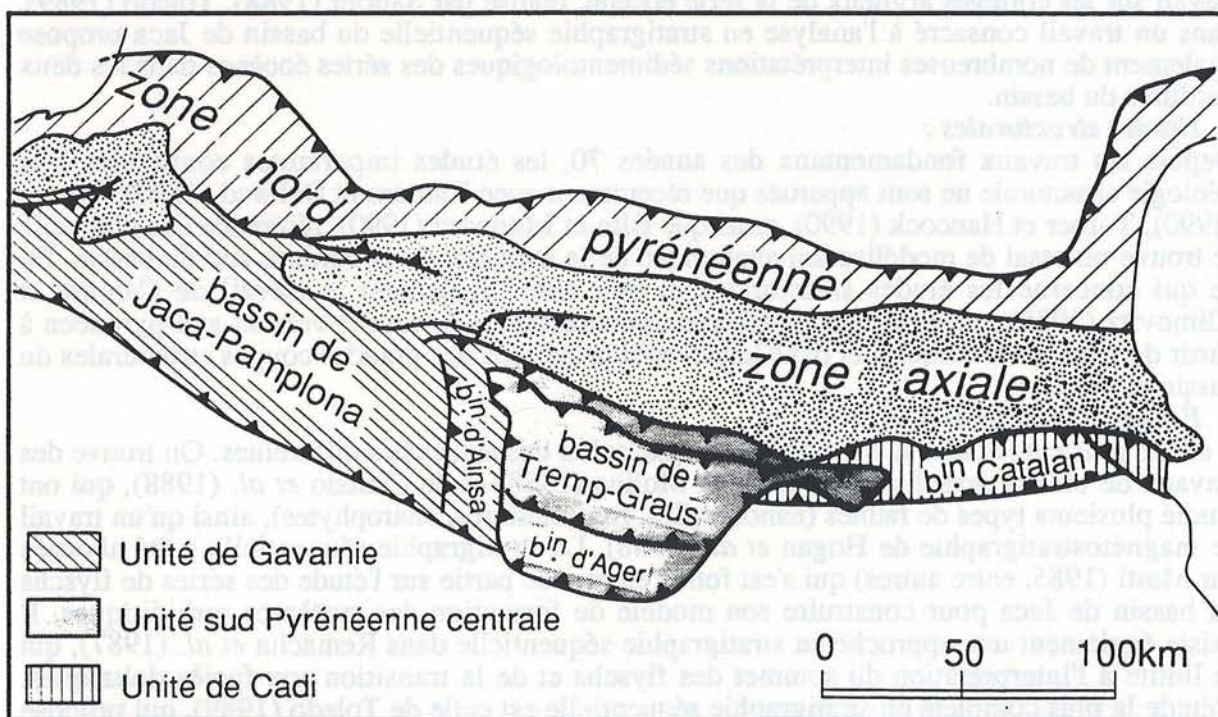


Fig. 48 : Les grandes unités tectoniques allochtones du versant sud-pyrénéen et les bassins syntectoniques associés. Modifié d'après Séguret (1972).

II.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE BASSIN DE JACA

Le bassin de Jaca a été relativement moins étudié que d'autres bassins sud-pyrénéens, comme par exemple le bassin de Tremp-Graus. Le travail de référence est la monographie de Puigdefàbregas (1975), qui inclut une cartographie complète du bassin, des analyses

sédimentologiques en termes de faciès et de paléoenvironnements de dépôt, de nombreuses analyses de macro- et micro-faunes, et qui propose une interprétation structurale du bassin insistant sur l'importance du contrôle tectonique sur les faciès et les géométries sédimentaires. C'est essentiellement sur ce travail que se fondera cette présentation générale du bassin de Jaca.

Les premiers travaux sont ceux de Mallada (1878), Dalloni (1910), qui fut le premier à supposer l'allochtonie du bassin, Selzer (1934), qui à l'inverse proposait une hypothèse d'autochtonie, Almela et Rios (1951), Alastrue *et al.* (1957) et Mangin (1959-1960).

À la fin des années soixante, l'allochtonie de l'avant-pays aragonais est définitivement démontrée, avec les travaux de Ten Haaf (1966), Séguret (1967, 1972), Souquet (1967), Choukroune *et al.* (1968), Mey *et al.* (1968), Soler et Puigdefábregas (1970). Suivent d'autres travaux, avec en particulier Hehuwat (1970), qui a été le premier à étudier en détail les faciès deltaïques, Van Lunsen (1970), Ten Haaf *et al.* (1971), Reille (1971), Mutti *et al.* (1972), Garrido (1973), Puigdefábregas et Soler (1973). Ensuite vient la monographie de Puigdefábregas (1975), qui constitue à l'heure actuelle la synthèse la plus complète sur le bassin. A partir des années 80 apparaissent des études plus localisées et détaillées :

- **Études sédimentologiques :**

Il existe de nombreux travaux sur les séries turbiditiques, avec Estrada (1982), Labaume (1983), Mutti (1984, 1985), Remacha *et al.* (1987), Mutti *et al.* (1988), entre autres. Les séries de transition entre domaine marin et domaine continental ont été étudiées par San Julian (1980) dans la bordure sud du bassin, Medjadj (1985) et Nuñez del Prado (1986). Les faciès fluviaux ont été étudiés par Ngondi-Bessala (1990) et Turner (1991). Il existe également un travail sur les cortèges argileux de la série éocène, réalisé par Sabrier (1988). Toledo (1989), dans un travail consacré à l'analyse en stratigraphie séquentielle du bassin de Jaca propose également de nombreuses interprétations sédimentologiques des séries éocènes dans les deux bordures du bassin.

- **Études structurales :**

Depuis les travaux fondamentaux des années 70, les études importantes consacrées à la géologie structurale ne sont apparues que récemment avec Thomas et Delfaud (1990), Turner (1990), Turner et Hancock (1990), ainsi que Blin et Mitouard (1990), référence dans laquelle se trouve un essai de modélisation analogique de la structure de la bordure sud du bassin. En ce qui concerne les études structurales, il faut noter également le travail de Cámara et Klimovitz (1985), qui porte sur l'interprétation structurale de tout le versant sud-pyrénéen à partir de sections sismiques, et dans lequel sont proposées des grandes coupes structurales du bassin de Jaca.

- **Études stratigraphiques :**

Il existe plusieurs études à but stratigraphique, selon des approches différentes. On trouve des travaux de biostratigraphie de Canudo et Molina (1988) et de Canudo *et al.* (1988), qui ont étudié plusieurs types de faunes (nanofossiles, foraminifères, charophytes), ainsi qu'un travail de magnétostratigraphie de Hogan *et al.* (1988). La stratigraphie séquentielle a été abordée par Mutti (1985, entre autres) qui s'est fondé en grande partie sur l'étude des séries de flyschs du bassin de Jaca pour construire son modèle de formation des systèmes turbiditiques. Il existe également une approche en stratigraphie séquentielle dans Remacha *et al.* (1987), qui se limite à l'interprétation du sommet des flyschs et de la transition aux faciès deltaïques. L'étude la plus complète en stratigraphie séquentielle est celle de Toledo (1989), qui propose une interprétation de l'évolution de toute la série éocène depuis les flyschs jusqu'aux faciès fluviaux, ainsi qu'une hypothèse de corrélation des bordures nord et sud du bassin.

II.3. CONTEXTE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE

Le travail le plus complet sur le bassin de Jaca est la monographie de Puigdefábregas (1975). Cet auteur a établi une carte géologique très détaillée du bassin, qui servira ici de référence (représentée de façon simplifiée sur la figure 49).

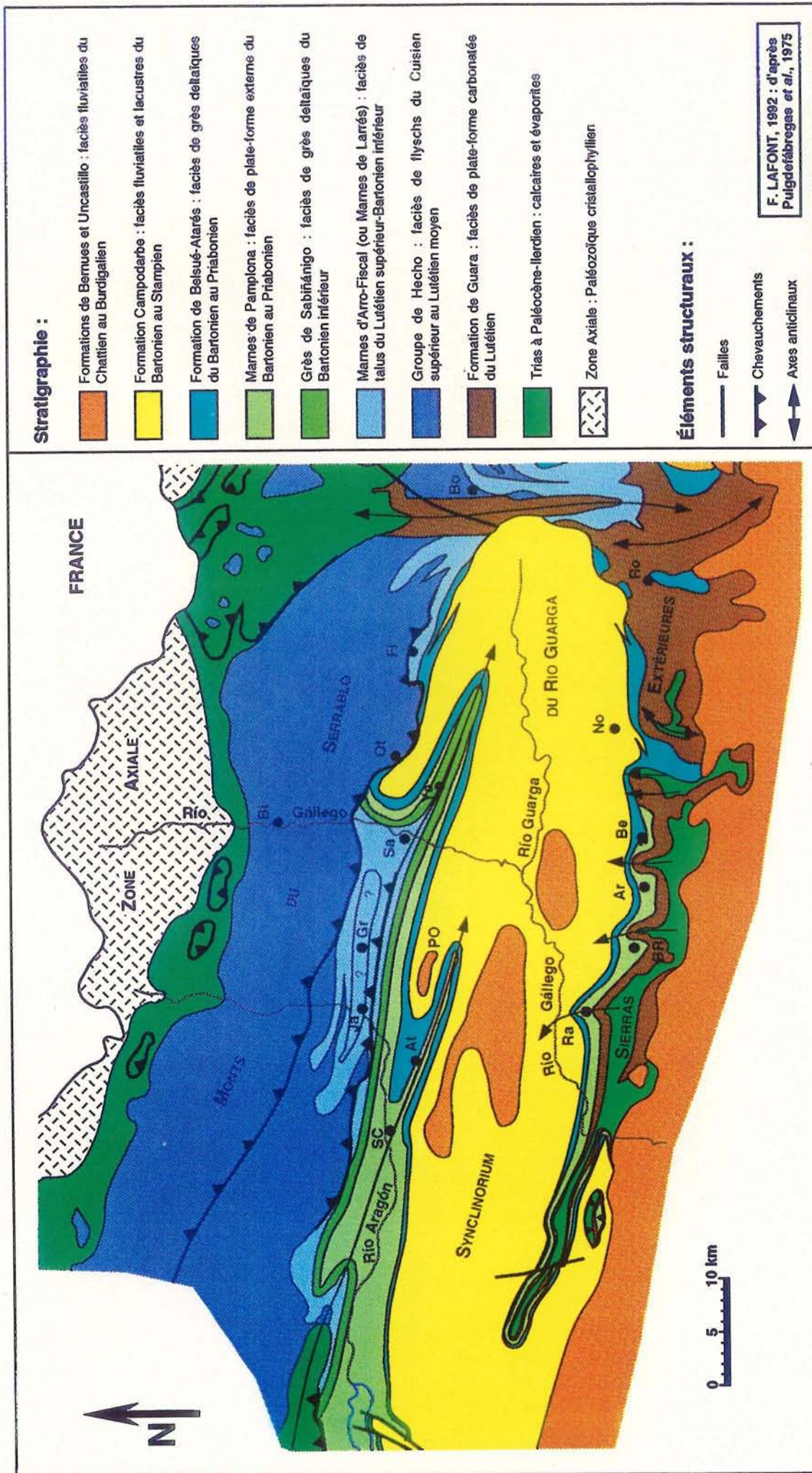


Fig. 49 : Carte géologique simplifiée de la partie orientale du bassin de Jaca. Redessinée et localement modifiée, d'après Puigdefábregas et al. (1975). Localités repères - At : Atarés - Ar : Arguis - Be : Belsué - Bi : Biescas - Bo : Boltaña - BR : Benitú de Rasal - Fi : Fiscal - Gr : Gracionepal - Ja : Jaca - No : Nocito - Ot : Oturia - PO : Peña de Oroel - Ra : Rasal - Ro : Rodellar - Sa : Sabiñánigo - SC : Santa Cilla de Jaca - Ye : Yebrá de Basa.

1. 1950-1955
 2. 1956-1960
 3. 1961-1965
 4. 1966-1970
 5. 1971-1975
 6. 1976-1980
 7. 1981-1985
 8. 1986-1990
 9. 1991-1995
 10. 1996-2000
 11. 2001-2005
 12. 2006-2010
 13. 2011-2015
 14. 2016-2020
 15. 2021-2025



Population Density	Color
Less than 10	Lightest yellow
10-20	Light yellow
20-30	Yellow
30-40	Light orange
40-50	Orange
50-60	Light red
60-70	Red
70-80	Dark red
80-90	Red-orange
90-100	Orange-red
100-110	Red
110-120	Dark red
120-130	Red-orange
130-140	Orange-red
140-150	Red
150-160	Dark red
160-170	Red-orange
170-180	Orange-red
180-190	Red
190-200	Dark red
200-210	Red-orange
210-220	Orange-red
220-230	Red
230-240	Dark red
240-250	Red-orange
250-260	Orange-red
260-270	Red
270-280	Dark red
280-290	Red-orange
290-300	Orange-red
300-310	Red
310-320	Dark red
320-330	Red-orange
330-340	Orange-red
340-350	Red
350-360	Dark red
360-370	Red-orange
370-380	Orange-red
380-390	Red
390-400	Dark red
400-410	Red-orange
410-420	Orange-red
420-430	Red
430-440	Dark red
440-450	Red-orange
450-460	Orange-red
460-470	Red
470-480	Dark red
480-490	Red-orange
490-500	Orange-red
500-510	Red
510-520	Dark red
520-530	Red-orange
530-540	Orange-red
540-550	Red
550-560	Dark red
560-570	Red-orange
570-580	Orange-red
580-590	Red
590-600	Dark red
600-610	Red-orange
610-620	Orange-red
620-630	Red
630-640	Dark red
640-650	Red-orange
650-660	Orange-red
660-670	Red
670-680	Dark red
680-690	Red-orange
690-700	Orange-red
700-710	Red
710-720	Dark red
720-730	Red-orange
730-740	Orange-red
740-750	Red
750-760	Dark red
760-770	Red-orange
770-780	Orange-red
780-790	Red
790-800	Dark red
800-810	Red-orange
810-820	Orange-red
820-830	Red
830-840	Dark red
840-850	Red-orange
850-860	Orange-red
860-870	Red
870-880	Dark red
880-890	Red-orange
890-900	Orange-red
900-910	Red
910-920	Dark red
920-930	Red-orange
930-940	Orange-red
940-950	Red
950-960	Dark red
960-970	Red-orange
970-980	Orange-red
980-990	Red
990-1000	Dark red

1. 1950-1955
 2. 1956-1960
 3. 1961-1965
 4. 1966-1970
 5. 1971-1975
 6. 1976-1980
 7. 1981-1985
 8. 1986-1990
 9. 1991-1995
 10. 1996-2000
 11. 2001-2005
 12. 2006-2010
 13. 2011-2015
 14. 2016-2020
 15. 2021-2025

II.3.1. GÉOMÉTRIE ACTUELLE

a. Limites du bassin :

- *Au nord*, il n'existe pas d'élément morphologique majeur permettant de définir une "limite physique". L'individualisation d'un véritable bassin subsident dans cette zone datant du début de l'Éocène (Mangin, 1959-1960 ; Soler et Puigdefábregas, 1970), on prend comme limite le contact entre les flyschs éocènes et les calcaires de plate-forme du Crétacé-Paléocène.
- *À l'est*, le bassin possède une limite morphologique nette : l'anticlinal de Boltaña. Son développement étant synchrone du début du remplissage du bassin (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972), il constitue une véritable limite, morphologique, sédimentologique et structurale.
- *Au sud*, le bassin est limité par les Sierras Extérieures. Il s'agit d'un relief complexe correspondant à l'émergence et à l'amortissement du chevauchement frontal de l'Unité de Gavarnie (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Séguret, 1972 ; Puigdefábregas, 1975). Cette chaîne, d'allongement WNW/ESE, est composée de calcaires du Crétacé à l'Éocène inférieur, et constitue le dernier "relief pyrénéen" avant la plaine du bassin de l'Ebre.
- *À l'ouest*, le bassin de Jaca se prolonge par le bassin de Pamplona. Pour ce travail, nous considérerons comme limite occidentale du bassin la zone de Sangüesa, caractérisée par un haut structural, dû à une rampe de socle (Cámara et Klimovitz, 1985 ; appelée "rampe de Alaiz-Ujue" par Turner, 1990) qui semble constituer une limite sédimentologique et structurale nette dès l'Éocène entre les bassins de Jaca et de Pamplona. À cette structure est associé en surface un système complexe de failles décrochantes synchrones de la sédimentation éocène (Thomas et Delfaud, 1990), définissant le "seuil de Sangüesa" (León *et al.*, 1985).

b. Grands traits structuraux :

- À l'heure actuelle, le bassin de Jaca se présente comme une grande cuvette synclinale d'orientation approximative est/ouest, appelée synclinorium du Río Guarga (Figure 49).
- Au nord de ce synclinorium, la déformation est intense, en plis et chevauchements d'orientation moyenne N110°, à vergence sud-sud-ouest. Les plis présentent fréquemment des virgations et des prises de relais en échelons (Soler et Puigdefábregas, 1970).
 - Au centre du bassin, on trouve principalement des anticlinaux d'axe N110° déversés vers le sud-sud-ouest, avec l'anticlinal du Rio Basa, et l'anticlinal d'Atarés. Ces anticlinaux, limités à la partie nord de cette zone, correspondent à l'expression en surface de chevauchements aveugles, d'âge Éocène-Oligocène (Puigdefábregas, 1975 ; Cámara et Klimovitz, 1985). Au cœur du synclinorium se trouve une famille de plis grossièrement est/ouest, d'amplitude assez faible, d'âge Miocène. Le synclinorium lui-même présente cette orientation et a fini de se structurer au Miocène (Puigdefábregas, 1975).
 - À l'est et au sud, le bassin présente une série d'anticlinaux et de synclinaux d'axe grossièrement nord/sud, avec une évolution dans leur âge de formation, ces structures étant plus vieilles à l'est (contemporaines du début de la formation du bassin) et de plus en plus jeunes vers l'ouest (Almela et Rios, 1951 ; Soler et Puigdefábregas, 1970). Les axes de ces anticlinaux sont basculés selon les endroits d'une trentaine à une cinquantaine de degrés vers le nord. Ces structures sont interprétées comme l'expression de rampes latérales à vergence ouest qui feraient la jonction entre le système de chevauchement frontal sud-pyrénéen et les décollements plus internes (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Séguret, 1972). Farrell *et al.* (1987) considèrent qu'il s'agit d'anciennes failles normales générées par l'effet de flexuration qui auraient été ensuite inversées. Leur hypothèse s'appuie sur le fait que la charnière de l'anticlinal de Boltaña présente un maximum d'épaisseur de série crétacée, indiquant l'existence d'un dépôt-centre de demi-graben.

c. Principaux faciès sédimentaires

Le remplissage du bassin de Jaca (Éocène à Miocène) est constitué essentiellement de faciès silicoclastiques, correspondant à différents paléoenvironnements, qui dans le temps

composent une séquence logique de comblement, avec de la base vers le sommet (d'après Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972 ; Puigdefábregas, 1975):

- des faciès turbiditiques de bassin profond (Cuisien à Lutétien),
- des marnes de talus (Lutétien),
- des dépôts deltaïques au sens large, avec des faciès littoraux, des systèmes de barres d'embouchures, et des faciès tidaux (Bartonien à Priabonien).
- des faciès continentaux de cônes alluviaux et de plaines alluviales (Bartonien, Priabonien, Oligocène et Miocène).

Il existe quelques faciès carbonatés de plate-forme peu profonde (Lutétien), qui sont limités à la bordure sud et à l'anticlinal de Boltaña. On note aussi la présence de calcaires lacustres (Oligocène), principalement dans l'ouest du bassin.

II.3.2. HISTOIRE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE JACA

a. Éocène inférieur : *genèse du bassin*

La formation du bassin de Jaca s'initie à l'Éocène inférieur à l'occasion d'un changement radical de contexte géodynamique : cette zone passe au début du Cuisien d'un régime de plate-forme carbonatée peu profonde à un sillon de "flyschs" profond et très subsident (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Puigdefábregas, 1975). Ceci est induit par le passage d'un régime essentiellement en cisaillement à un régime en compression, qui provoque une inversion des structures. La partie la plus profonde du bassin, située au nord à l'emplacement de l'actuelle zone axiale, aurait été soulevée par rejeu inverse des failles normales héritées de la phase d'extension du Crétacé supérieur. La charge induite par ces premiers chevauchements a initié une subsidence par flexuration, individualisant ainsi un "proto" bassin de Jaca.

b. Éocène inférieur à moyen : *le bassin flexural à dépôts turbiditiques*

À partir du Cuisien, le bassin est le lieu d'une sédimentation turbiditique (Mangin, 1959-1960 ; Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972), donnant une épaisse série, appelée Flysch de Hecho (Mutti *et al.*, 1972), qui repose en *onlap* sur les calcaires paléocènes dans la partie nord du bassin (Soler et Puigdefábregas, 1970). Les directions de courants mesurées sur les turbidites par ces auteurs indiquent une provenance du nord-est dans la partie orientale du bassin, et des directions de transport tendant à s'aligner sur la direction d'allongement du bassin (d'est en ouest) dans la partie occidentale. Pour Mutti (1984, 1985), le matériel turbiditique serait venu de l'est (bassin d'Ainsa), et aurait contourné l'anticlinal de Boltaña par le nord avant de se déposer dans le bassin de Jaca (figure 50). Ainsi, Mutti (*op. cit.*), et Remacha *et al.* (1987) distinguent plusieurs séquences de dépôt dans les turbidites du bassin de Jaca, qu'ils corrèlent avec des séquences de progradation deltaïque situées à l'est de l'anticlinal de Boltaña, dans le bassin d'Ainsa. Cette hypothèse souligne que l'anticlinal de Boltaña est une structure précoce, contemporaine de la formation du bassin de Jaca à la limite Cuisien-Lutétien.

Au sein de la série turbiditique terrigène se trouvent des mégaturbidites carbonatées, dont certaines dépassent cent mètres d'épaisseur et contiennent des olistostromes produits du démantèlement d'une plate-forme carbonatée. Ces mégaturbidites sont interprétées par Rupke (1976), Johns *et al.* (1981) et Labaume (1983) comme des seismoturbidites. Labaume considère que certaines mégaturbidites pourraient provenir du nord, et qu'elles témoigneraient de l'existence d'une plate-forme carbonatée instable au front de la zone de déformation.

Au sud du bassin, les affleurements des Sierras Extérieures montrent une lacune du Paléocène-Ilerdien, avec un ensemble de calcaires lutétiens contemporains des turbidites reposant directement sur le Crétacé supérieur. Ces calcaires, appelés Calcaires de Guara, correspondent à une plate-forme carbonatée installée sur la marge "stable" au sud du sillon turbiditique. Vers l'ouest, le bassin est ouvert sur le proto-domaine atlantique (figure 50).

Durant le dépôt des systèmes turbiditiques, il s'est produit une progradation globale des systèmes sédimentaires d'est en ouest vers le paléo-domaine atlantique. De façon concomitante, il existait une tendance à la progradation et au déplacement progressif des dépôts-centres vers le sud (Puigdefábregas, 1975, Cámara et Klimovitz, 1985). Ceci traduit

simultanément la progradation de tout le système sédimentaire ainsi que la propagation progressive de l'effet de flexuration sous l'effet de la migration vers le sud du front de chevauchement.

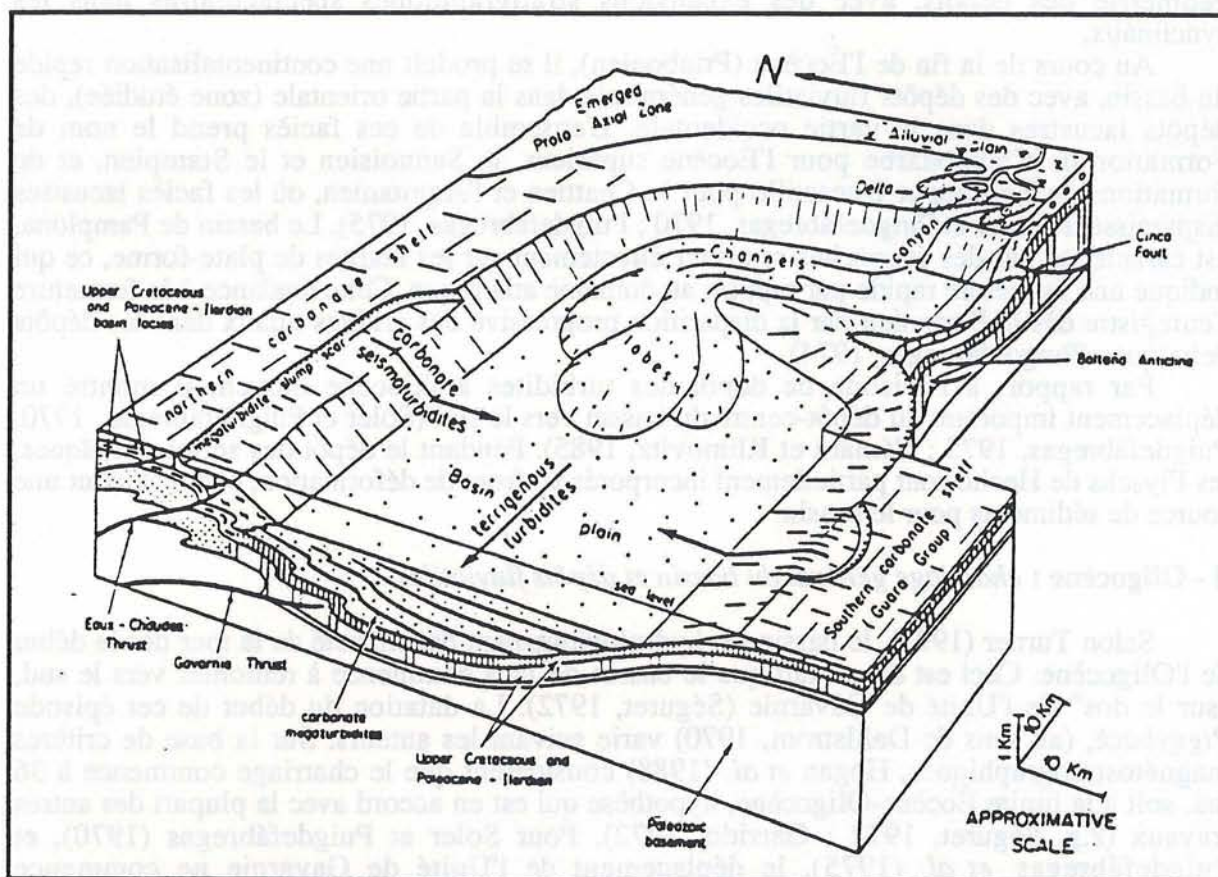


Fig. 50 : Paléogéographie schématique de la partie orientale du bassin de Jaca lors du dépôt des flyschs et des mégaturbidites (Lutétien). Extrait de Labaume (1983).

c - Éocène moyen à supérieur : les faciès deltaïques s.l.

À la fin de l'Éocène moyen - début de l'Éocène supérieur, se rencontrent les premiers dépôts deltaïques dans la partie orientale du bassin de Jaca. À la transition entre les Flyschs de Hecho et les faciès deltaïques se trouve une série de marnes de talus appelées Marnes d'Arro-Fiscal (Soler et Puigdefábregas, 1970), ou Marnes de Larrés (Remacha *et al.*, 1987).

Les premiers dépôts deltaïques sont représentés par une formation appelée Grès de Sabiánigo. Cette formation passe latéralement vers l'ouest et le sud-ouest aux Marnes d'Arro-Fiscal (Puigdefábregas, 1975, Remacha *et al.*, 1987). Les problèmes d'attribution stratigraphique de cette formation seront discutés ultérieurement, elle date approximativement de la transition de l'Éocène moyen à l'Éocène supérieur (limite Lutétien-Bartonien).

Après un petit approfondissement, marqué par une série appelée Marnes de Pamplona (Mangin 1959-1960), constituée de marnes de plate-forme, passant à des marnes de talus dans la partie la plus occidentale du bassin (Puigdefábregas, 1975), l'ensemble du bassin voit la progradation de systèmes siliciclastiques provenant du nord, sous forme de fan-deltas, et du sud-est sous forme de faciès deltaïques vrais (Puigdefábregas, 1975 ; Medjadj, 1985). Ces faciès sont regroupés sous le nom de Formation de Belsue-Atares (Puigdefábregas, 1975). Vers l'ouest, il subsiste un bassin relativement ouvert et les faciès deltaïques passent latéralement aux Marnes de Pamplona, qui dans la partie la plus occidentale du bassin (Navarre) présentent encore quelques passées de turbidites (Puigdefábregas, 1975). Des deux directions d'apports convergentes soit nord-nord-est / sud-sud-ouest au nord, et est-sud-est / ouest-nord-ouest au sud, il résulte une progradation générale vers l'ouest durant l'Éocène supérieur.

Durant cette période, la structuration du bassin est active. Dans le nord du bassin, les premiers dépôts deltaïques sont contrôlés par les anticlinaux d'axe N110°. Dans le sud se développent les anticlinaux d'axe nord/sud. Ces structures contrôlent très fortement la géométrie des dépôts, avec des expansions stratigraphiques spectaculaires dans les synclinaux.

Au cours de la fin de l'Éocène (Priabonien), il se produit une continentalisation rapide du bassin, avec des dépôts fluviatiles généralisés dans la partie orientale (zone étudiée), des dépôts lacustres dans la partie occidentale. L'ensemble de ces faciès prend le nom de Formation de Campodarbe pour l'Éocène supérieur, le Sannoisien et le Stampien, et de formations de Bernues et Uncastillo pour le Chattien et l'Aquitaniens, où les faciès lacustres disparaissent (Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Puigdefábregas, 1975). Le bassin de Pamplona, est caractérisé par des évaporites reposant directement sur les marnes de plate-forme, ce qui indique une fermeture rapide par rapport au domaine atlantique. Cette tendance à la fermeture s'enregistre dès le Bartonien par la disparition progressive des critères tidaux dans les dépôts deltaïques (Puigdefábregas, 1974).

Par rapport à l'épisode de dépôt des turbidites à l'Éocène moyen, il montre un déplacement important du dépôt-centre du bassin vers le sud (Soler et Puigdefábregas, 1970, Puigdefábregas, 1975 ; Cámara et Klimovitz, 1985). Pendant le dépôt des séries deltaïques, les Flyschs de Hecho sont partiellement incorporés au front de déformation, et constituent une source de sédiments pour le bassin.

d - Oligocène : *charriage général du bassin et dépôts fluviatiles*

Selon Turner (1991), le bassin est hydrologiquement déconnecté de la mer dès le début de l'Oligocène. Ceci est dû au fait que le bassin de Jaca commence à remonter vers le sud, "sur le dos" de l'Unité de Gavarnie (Séguret, 1972). La datation du début de cet épisode *Piggyback*, (au sens de Dahlstrom, 1970) varie suivant les auteurs. Sur la base de critères magnétostratigraphiques, Hogan *et al.* (1988) considèrent que le charriage commence à 36 ma, soit à la limite Éocène-Oligocène, hypothèse qui est en accord avec la plupart des autres travaux (*e.g.* Séguret, 1972 ; Garrido, 1972). Pour Soler et Puigdefábregas (1970), et Puigdefábregas *et al.* (1975), le déplacement de l'Unité de Gavarnie ne commence véritablement qu'à l'Oligocène supérieur (Chattien). Quoi qu'il en soit, il est clair que le maximum d'intensité de la déformation est atteint durant l'Oligocène, ce qui se marque par des discordances angulaires au sein des dépôts fluviatiles.

e - Miocène : *fin de l'histoire sédimentaire du bassin*

Au Miocène, le bassin de Jaca est soumis à une forte érosion, consécutive au soulèvement généralisé induit par la remontée de l'Unité de Gavarnie sur l'autochtone du bassin de l'Ebre. Le bassin se "cannibalise", les creux topographiques (cuvettes synclinales) sont remplis par des conglomérats massifs. Le dépôt-centre Miocène se trouve dans le bassin de l'Ebre, qui est soumis à une subsidence par flexuration due à l'effet de charge de l'unité de Gavarnie, et qui reçoit une partie des produits du démantèlement du bassin de Jaca. Il existe en particulier un grand système de cônes alluviaux au niveau de l'émergence du chevauchement frontal de l'unité de Gavarnie (Puigdefábregas, 1975).

À la fin du Miocène inférieur, il n'existe plus d'indice de déformation importante, et il semble que l'histoire structurale du bassin de Jaca s'arrête à cette époque. Sur la base d'une analyse magnétostratigraphique, Hogan *et al.* (1988) estiment que l'ensemble du bassin de Jaca a subi une rotation de 20° dans le sens horaire au cours des dernières phases de la déformation. L'existence d'une rotation avait déjà été supposée par Puigdefábregas (1975, p. 133). La direction générale actuelle du bassin ne serait donc pas tout à fait celle contemporaine de la sédimentation éocène-oligocène, et les directions structurales observées actuellement devraient donc, selon cette hypothèse, être corrigées de 20° environ.

Les relations géométriques entre les différentes formations du bassin de Jaca sont relativement complexes. Une synthèse des relations chronostratigraphiques entre les bassins de Tremp, Ainsa et Jaca est présentée sur la figure 51 (d'après Puigdefábregas *et al.*, 1975).

RELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET CHRONOSTRATIGRAPHIQUES DANS L'AVANT-PAYS SUD-PYRÉNÉEN

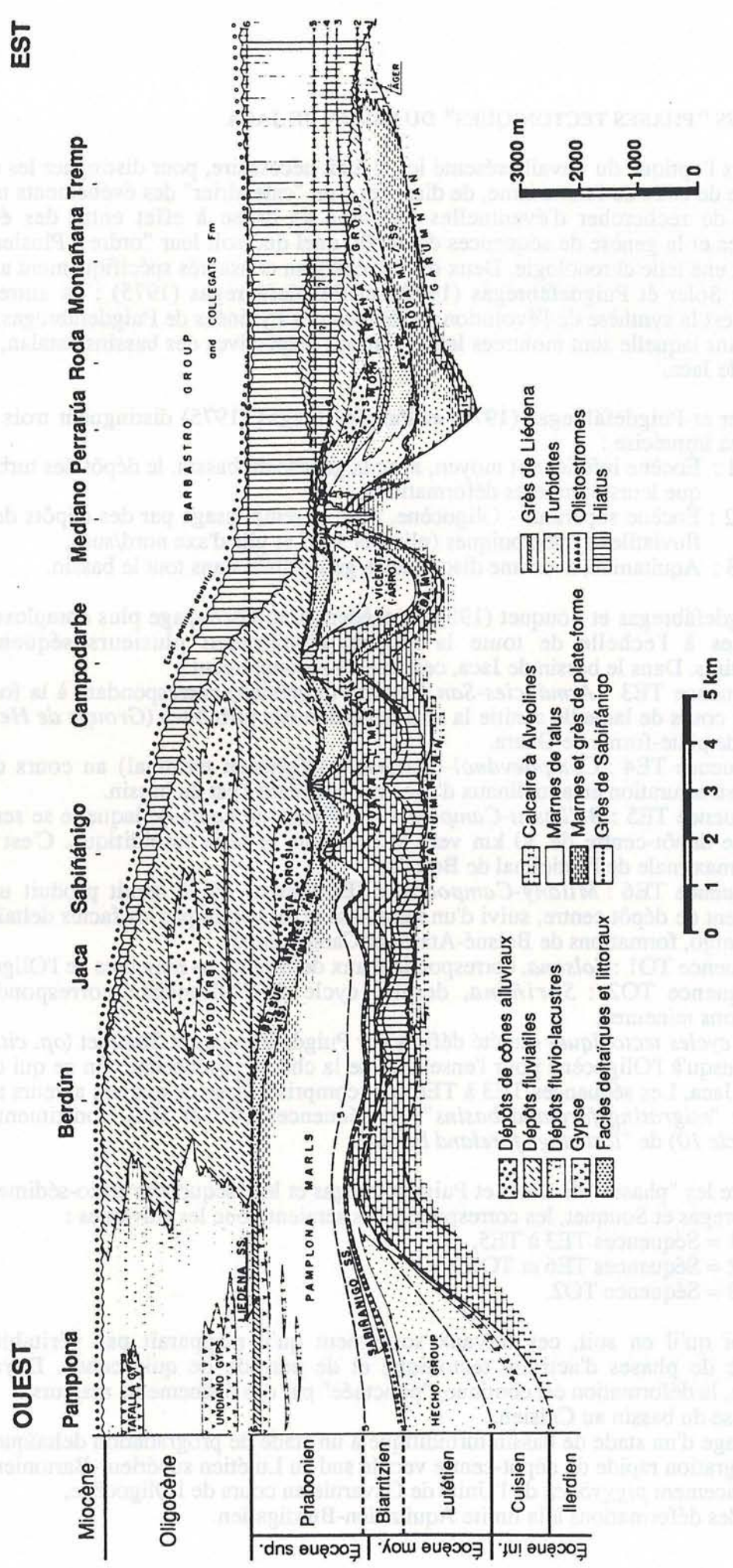


Fig. 51 : Relations lithostratigraphiques et chronostratigraphiques dans l'avant-pays sud-pyrénéen entre les bassins de Trespina-Graus, à l'est, et de Pamplona à l'ouest. D'après Puigdefàbregas et al. (1975).

II.3.3. LES "PHASES TECTONIQUES" DU BASSIN DE JACA

Dans l'optique du travail présenté ici, il était nécessaire, pour distinguer les effets de la tectonique de ceux de l'eustatisme, de disposer d'un "calendrier" des événements tectoniques, ceci afin de rechercher d'éventuelles relations de cause à effet entre des événements tectoniques et la genèse de séquences de dépôt, quel que soit leur "ordre". Plusieurs travaux proposent une telle chronologie. Deux d'entre eux sont consacrés spécifiquement au bassin de Jaca avec Soler et Puigdefábregas (1970), et Puigdefábregas (1975) ; un autre travail de référence est la synthèse de l'évolution tectonique des Pyrénées de Puigdefábregas et Souquet (1986), dans laquelle sont montrées les évolutions respectives des bassins catalan, de Tremp-Graus et de Jaca.

Soler et Puigdefábregas (1970) et Puigdefábregas (1975) distinguent trois phases, de façon assez imprécise :

- Phase 1 : Éocène inférieur et moyen, avec la genèse du bassin, le dépôt des turbidites ainsi que leurs premières déformations,
- Phase 2 : Éocène supérieur - Oligocène, avec le remplissage par des dépôts deltaïques et fluviaux syntectoniques (plis à N 110° et plis d'axe nord/sud),
- Phase 3 : Aquitanien, avec une discordance généralisée dans tout le bassin.

Puigdefábregas et Souquet (1986) procèdent à un découpage plus complexe en cycles tectoniques à l'échelle de toute la chaîne, comprenant plusieurs séquences tecto-sédimentaires. Dans le bassin de Jaca, ces auteurs reconnaissent :

- La séquence TE3 : *Armáncies-San Esteban* (Yprésien) correspondant à la formation du bassin, au cours de laquelle s'initie la sédimentation des turbidites (*Groupe de Hecho*) et des calcaires de plate-forme de Guara.
- La séquence TE4 : *Campdevánol-Castissent* (Yprésien terminal) au cours de laquelle débute la structuration en anticlinaux d'axe nord-sud dans l'est du bassin.
- La séquence TE5 : *Bellmunt-Campanue* (Lutétien), au cours de laquelle se serait produit un saut de dépôt-centre de 30 km vers le sud dans la série turbiditique. C'est la période d'activité maximale de l'anticlinal de Boltaña.
- La séquence TE6 : *Milany-Campodarbe* (Bartonien) où se serait produit un nouveau déplacement de dépôt centre, suivi d'un remplissage du bassin par les faciès deltaïques (Grès de Sabiñánigo, formations de Belsué-Atarés et Campodarbe).
- La séquence TO1 : *Solsona*, correspondant aux déformations majeures de l'Oligocène.
- La séquence TO2 : *Sariñena*, dernier cycle de l'Oligocène correspondant à des déformations mineures.

Les cycles tectoniques ont été définis par Puigdefábregas et Souquet (*op. cit.*) depuis le Permien jusqu'à l'Oligocène pour l'ensemble de la chaîne pyrénéenne. En ce qui concerne le bassin de Jaca, Les séquences TE3 à TE6 sont comprises dans ce que ces auteurs appellent le cycle 9 de "migrating foreland basins", les séquences TO1 et TO2, constituent le dernier cycle (Cycle 10) de "last stage foreland basins".

Entre les "phases" de Soler et Puigdefábregas et les "séquences tecto-sédimentaires" de Puigdefábregas et Souquet, les correspondances seraient donc les suivantes :

- Phase 1 = Séquences TE3 à TE5,
- Phase 2 = Séquences TE6 et TO1,
- Phase 3 = Séquence TO2.

Quoi qu'il en soit, ces travaux soulignent qu'il n'apparaît pas véritablement une alternance de phases d'activité tectonique et de période de quiescence. Durant tout le Paléogène, la déformation est continue, "ponctuée" par des événements majeurs :

- la genèse du bassin au Cuisien,
- le passage d'un stade de bassin turbiditique à un stade de progradation deltaïque, associé à une migration rapide du dépôt-centre vers le sud au Lutétien supérieur-Bartonien inférieur,
- le déplacement *piggyback* de l'Unité de Gavarnie au cours de l'Oligocène,
- l'arrêt des déformations à la limite Aquitanien-Burdigalien.

Pour la série étudiée ici (faciès deltaïques), il semble *a priori* qu'il n'y ait à prendre en compte que deux événements tectoniques importants, correspondant tous deux à des sauts majeurs de front de chevauchement : la migration brutale de dépôt-centre entre l'épisode turbiditique et l'épisode fluvio-deltaïque (transition du "stade flysch" au "stade molasse"), et la phase *Piggyback* liée au décollement de l'unité de Gavarnie.

II.3.4. LES GRANDS CYCLES SÉDIMENTAIRES DANS LE BASSIN DE JACA

À partir de la succession des paléoenvironnements de dépôt, il est possible de distinguer trois grands cycles sédimentaires dans le remplissage syntectonique du bassin de Jaca :

1 - L'association turbidites - plates-formes carbonatées

Du Cuisien au Lutétien, le bassin est rempli par des faciès turbiditiques, tandis que sur les marges se développent des plates-formes carbonatées peu profondes. À la transition entre ces deux domaines se trouvent des dépôts de pente slumpés (Puigdefàbregas, 1975). Il n'existe à cette époque aucun indice de sédimentation deltaïque ou de littoraux silicoclastiques au sein du bassin de Jaca. Ceux-ci se développent dans les bassins de Tremp-Graus et d'Ainsa.

2 - L'association marnes grises - faciès deltaïques - faciès continentaux

Cette association de faciès, pour laquelle on peut observer les trois types de dépôts synchrones, est caractéristique de l'Éocène supérieur (Puigdefàbregas, 1975 ; Remacha *et al.*, 1987). Durant cette période, le bassin se comble par l'effet d'une progradation générale d'est en ouest avec des faciès marins ouverts vers l'ouest synchrones de faciès continentaux à l'est (Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972 ; Puigdefàbregas, 1975).

3 - Les faciès purement continentaux

À partir de la base de l'Oligocène, tout le bassin de Jaca présente un remplissage continental dont on ne connaît pas d'équivalent marin dans la zone des Pyrénées (Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Puigdefàbregas, 1975 ; Turner, 1991). Ces dépôts correspondent au début à des systèmes d'assez basse énergie, avec des réseaux essentiellement méandriformes au centre et à l'est du bassin, des niveaux lacustres dans l'ouest, et des cônes alluviaux limités au piémont du front de chevauchement dans la partie nord du bassin. Au cours de l'Oligocène, les dépôts montrent une augmentation du caractère proximal des systèmes sédimentaires, pour finir dans des faciès conglomératiques généralisés.

II.3.5. LES RAPPORTS ENTRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION

La série sédimentaire éocène-oligocène du bassin de Jaca, qui évolue depuis des dépôts de turbidites jusqu'à des dépôts continentaux endorhéiques, est typique du remplissage d'un bassin d'avant-pays. Les grands cycles sédimentaires semblent corrélables avec les événements tectoniques majeurs qui ont "ponctué" l'histoire du bassin, c'est à dire des sauts du front de chevauchement (figure 52).

Le contrôle par les variations des déformations tectoniques à grande longueur d'onde est donc évident sur la génération de séquences sédimentaires d'une durée de l'ordre de 5 ma et plus, soit de 2^e ordre au sens du modèle EXXON de stratigraphie Séquentielle (voir Vail *et al.*, 1991). Par rapport au but général du travail qui est de distinguer les influences respectives de la tectonique et de l'eustatisme sur les caractéristiques du remplissage sédimentaire, un des principaux objectifs a été de voir dans quelle mesure des phénomènes tectoniques, en particulier d'échelle locale, étaient capables de générer des séquences à une échelle inférieure, de l'ordre du million d'année, voire des séquences à haute résolution. La reconnaissance d'un contrôle tectonique local a nécessité des interprétations de détail dans les bordures nord et sud du bassin, qui font chacune l'objet d'un chapitre ; c'est pourquoi l'histoire structurale détaillée à l'échelle de chacune des bordures n'est pas exposée ici.

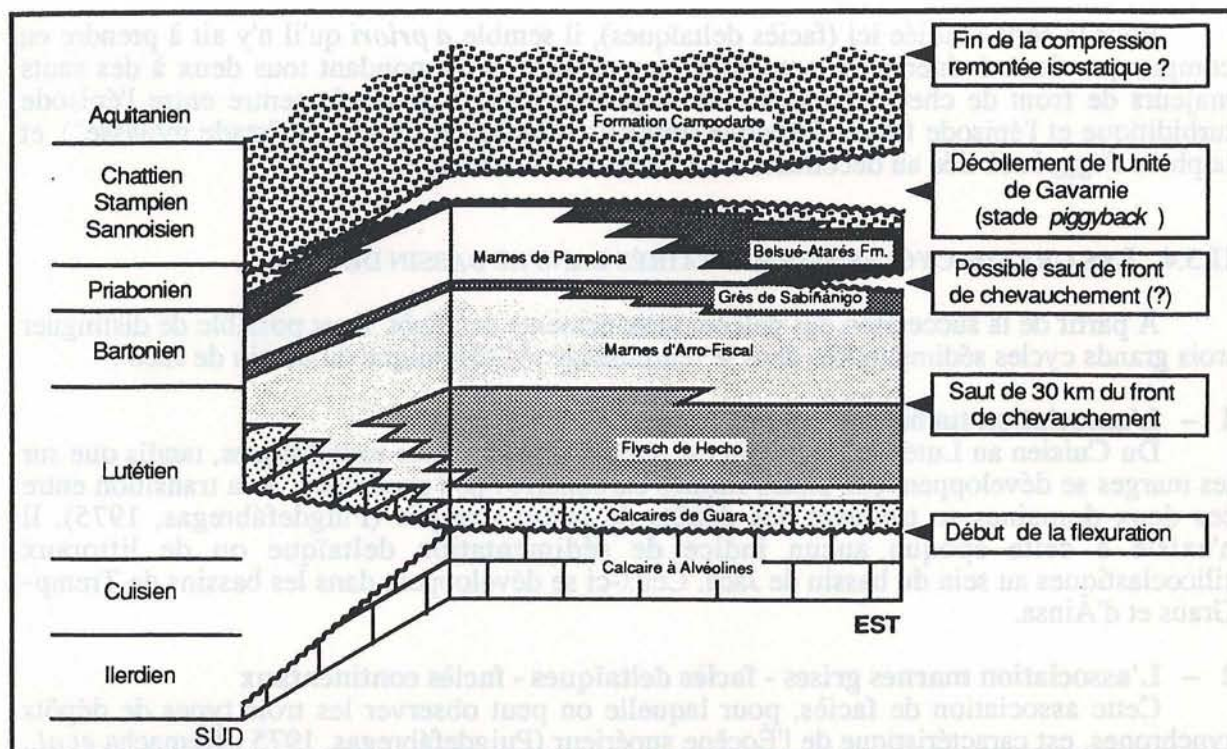


Fig. 52 : Corrélation des principaux cycles sédimentaires du remplissage paléogène du bassin de Jaca (distingués d'après Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972 ; Puigdefàbregas, 1975) avec les événements tectoniques majeurs ayant affecté le bassin (distingués d'après Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Séguret, 1972 ; Puigdefàbregas et Souquet, 1986).

II.4. PARTICULARITÉS DU BASSIN DE JACA

II.4.1. LE PROBLÈME DU CALAGE STRATIGRAPHIQUE

Lorsque l'on aborde de façon détaillée le cadre stratigraphique des bassins pyrénéens, on est confronté à une relative confusion dans les dénominations d'étages stratigraphiques, avec des dénominations régionales (e.g. *Biarritzien*), des ambiguïtés entre sens large et sens strict, l'attribution d'un même nom à des périodes différentes selon les auteurs, etc. Dans la mesure où, dans la plupart des travaux, les âges absolus ne sont pas reportés sur les échelles stratigraphiques, il est pratiquement impossible d'établir une correspondance exacte entre les différentes échelles. De ce fait, les datations issues de la littérature se rapporteront à chaque fois à une échelle différente, en fonction de l'auteur.

II.4.2. PARTICULARITÉS DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

Il existe un contraste marqué dans les structures superficielles entre la bordure nord où les directions sont proches de N110°, et la bordure sud où les structures superficielles présentent une orientation sub-méridienne. Dans la bordure nord, les structures présentant une orientation est-ouest montrent chacune un caractère différent de part et d'autre du río Gállego (figure 53) :

- Le synclinal de Santa Orosia - Gracionepel

À l'Est du río Gállego, le synclinal est fortement dissymétrique, avec un flanc nord redressé à inversé sous le chevauchement de Oturia. La série y est représentée jusqu'au Stampien dans la partie la plus orientale.

À l'Ouest du río Gállego, dans la région de Gracionepel et Jaca, toute la série de l'Éocène supérieur-Oligocène est érodée. Au delà de Jaca, vers l'Ouest, le synclinal ne présente plus que des faciès turbiditiques.

- **L'anticlinal du río Basa**

À l'Est du río Gállego, l'anticlinal perd progressivement vers l'Est son caractère déversé et présente une terminaison périclinale. Dans le flanc nord (flanc normal) de l'anticlinal, la série affleure depuis les marnes du Lutétien supérieur jusqu'aux conglomérats continentaux du Sannoisien.

À l'Ouest du río Gállego (région de Gracionepel), la charnière de l'anticlinal prend un caractère chevauchant, amenant la partie supérieure de la série flysch à l'affleurement au-dessus des marnes d'Arro-Fiscal, et indiquant ainsi que la partie orientale de l'anticlinal (région de Yebra de Basa) correspond à l'expression en surface d'un chevauchement aveugle.

- **Le synclinal de Peña de Oroel**

À l'Est du río Gállego, cette structure n'est pas clairement exprimée, on trouve dans son prolongement un système complexe de plis de faibles amplitudes et longueur d'ondes, ainsi que des petites failles.

À l'Ouest du río Gállego, ce synclinal est caractérisé par un important relief conglomératique oligo-miocène, appelé Peña de Oroel, qui surplombe la région de Jaca et correspond à un synclinal perché.

- **L'anticlinal d'Atarés :**

À l'instar du synclinal de Peña de Oroel, cette structure n'est pas exprimée à l'est du río Gállego. Il ne s'agit pas d'un simple effet de plongement d'axe, puisque la sismique ne révèle aucune structure profonde dans le prolongement de cet anticlinal.

L'étude de la géométrie actuelle des structures superficielles couplée à l'interprétation des profils sismiques (présentée ultérieurement) amène à supposer l'existence d'un contrôle de la géométrie générale du bassin par des grandes structures profondes d'orientation sub-méridienne. On peut en suspecter au moins trois (figure 53) :

- La première serait responsable du contraste prononcé dans la géométrie des structures plissées de part et d'autre du río Gállego, en particulier pour le synclinal de Peña de Oroel et l'anticlinal d'Atarés, qui n'existent pas à l'Est de cette limite. Cámara et Klimovitz (1985) montrent qu'à l'ouest du río Gállego la série calcaire du Crétacé-Paléocène est dupliquée. La rampe de chevauchement présenterait une orientation grossièrement N/S à NNE/SSW, avec une vergence ouest, et se trouverait à l'aplomb du río Gállego. La zone située à l'ouest serait donc structurellement plus haute, expliquant le contraste observé pour chaque structure.

- L'existence d'une deuxième structure profonde, dans la partie centrale du bassin, est prouvée par l'étude des profils sismiques qui montrent l'existence d'une grande rampe de chevauchement depuis l'ouest de la Sierra de Guara, dans la bordure sud, se poursuivant au moins jusqu'à la terminaison périclinale apparente de l'anticlinal du río Basa. Cette rampe à vergence ouest présente une orientation moyenne à N20°. Il est difficile de voir si cette structure se prolonge plus au nord ; néanmoins, il semble que la terminaison périclinale orientale de l'anticlinal du río Basa coïncide avec la présence de cette structure profonde.

- Il existe probablement une troisième structure profonde dans la région de Santa Cilia de Jaca, où l'on remarque également un contraste est-ouest dans les structures superficielles (figure 53), avec le long d'une ligne méridienne les limites d'affleurement des marnes d'Arro-Fiscal dans le synclinal de Gracionepel, de la Formation de Belsué-Atarés dans le synclinal de la Peña de Oroel, et du Miocène dans le synclinorium de río Guarga. On remarque également dans le flanc sud de l'anticlinal d'Atarés la transition brusque entre à l'est la formation de Belsué-Atarés, constituée de séquences de progradation deltaïque indentées dans les marnes de Pamplona, et à l'ouest une série très peu épaisse de grès littoraux séparée des marnes par une discontinuité (Puigdefábregas, 1975). Ce "linéament" présente une orientation approximative de N20°.

Seule la structure la plus orientale se prolonge vers le sud sous le synclinorium du río Guarga et a pu être caractérisée sur les profils sismiques. L'existence des deux autres reste spéculative.

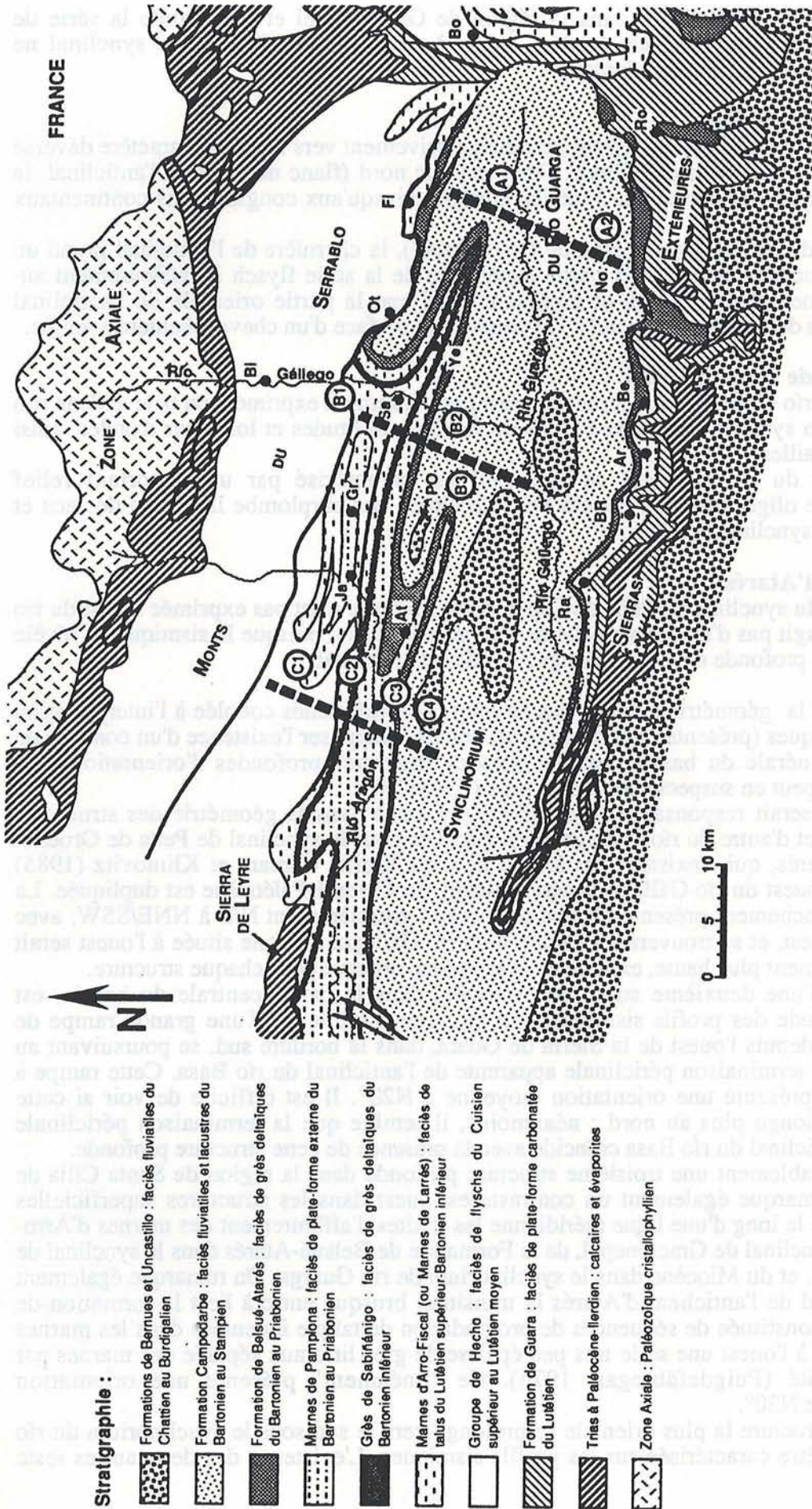


Fig. 53 : Emplacement de possibles structures profondes d'orientation sub-méridienne. Leur position est déduite de critères géomorphologiques et de l'interprétation des profils sismiques. Avec pour la structure "A" - A1 : terminaison périclinale apparente de l'anticlinal du río Basa, A2 : cartographie par la sismique d'une rampe de chevauchement N20° à vergence ouest. Pour la structure "B" - B1 : limite périclinale d'affleurement de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène dans le synclinal de Santa Orosia, B2 : terminaison périclinale du synclinal de Peña de Oroel, B3 : terminaison périclinale de l'anticlinal d'Atarés. Pour la structure "C" - C1 : limite périclinale d'affleurement des Marnes d'Arro-Fiscal dans le synclinal de Jaca-Gracionepel, C2 : limite périclinale d'affleurement de l'Éocène supérieur dans le synclinal de Peña de Oroel, C3 : Changement latéral brusque de faciès et diminution rapide d'épaisseur dans les dépôts littoraux de l'Éocène supérieur, C4 : limite occidentale de préservation du Miocène.

Il apparaît donc qu'il existe dans la bordure nord du bassin un contraste entre des structures superficielles d'orientation approximative est-ouest, et des structures profondes d'orientation sub-méridienne. Il faut probablement voir ici un effet de l'héritage des structures mésozoïques, voire hercyniennes, du type de celles qui ont contrôlé la sédimentation au cours du Jurassique et du Crétacé inférieur (Peybernes, 1976, Peybernes et Souquet, 1984). Les accidents hérités s'exprimeraient en profondeur, avec un amortissement progressif dans la couverture cénozoïque, alors qu'en surface se sont développées des structures néoformées dont l'orientation est cohérente par rapport au champ de contrainte éocène supérieur-oligocène.

Il semble également qu'il existe un diachronisme entre le fonctionnement des structures superficielles et celui des structures profondes qui semblent légèrement plus précoces. Les structures profondes, ainsi que les structures superficielles méridiennes de la bordure sud du bassin, ont commencé à fonctionner dès l'Éocène moyen, alors que les structures à N120° ne semblent véritablement actives qu'à partir de l'Éocène supérieur. Les deux familles de structures ont néanmoins fonctionné simultanément durant tout l'Éocène supérieur.

II.5. CONCLUSION

Le bassin de Jaca présente une évolution structurale typique d'un bassin d'avant pays, avec une géométrie initiale dissymétrique liée à l'effet de flexuration, et l'évolution vers une allochtonie générale et une surrection isostatique (rebond flexural).

Le remplissage du bassin est également assez caractéristique du contexte d'avant-pays, avec une évolution depuis un remplissage turbiditique jusqu'à des dépôts complètement continentaux, après un stade de transition à dépôts deltaïques.

Le bassin de Jaca ne peut néanmoins pas être considéré comme un modèle d'avant-pays : en effet, ce bassin présente une largeur très faible et un taux de complexité considérable par rapport à des avant-pays plus "classiques" comme celui des Appalaches, ou le *Western Interior Seaway* en Amérique du Nord.

À l'instar de tout l'avant-pays sud-pyrénéen, compartimenté en unités tectoniques par des accidents orthogonaux à la chaîne, le bassin de Jaca, et l'Unité de Gavarnie en général, semblent aussi pouvoir être divisés en sous-unités, séparées par des accidents inverses (et décrochants ?) d'orientation sub-méridienne.

Le fonctionnement en chevauchement de grandes structures méridiennes exige l'existence d'une forte composante est-ouest de la contrainte compressive dans la partie orientale du bassin, au moins au cours de l'Éocène moyen.

La géométrie complexe du bassin souligne l'influence des structures héritées sur l'évolution géodynamique du bassin, et pose le problème de l'estimation de la composante en décrochement lors du début de la phase de compression.

Deuxième Partie

**CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES
ET GÉOMÉTRIQUES DES SYSTÈMES DE DÉPÔT
DANS LE BASSIN DE JACA**

—
**INFLUENCES DES PARAMÈTRES
ALLOCYCLIQUES**

Deuxième Partie

CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES
ET GÉOMÉTRIQUES DES SYSTÈMES DE DÉPÔT
DANS LE BASSIN DE JACA

—
INFLUENCES DES PARAMÈTRES
ALLOCYCLIQUES

Chapitre 1

FACIÈS SÉDIMENTAIRES ET PALÉOENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DANS L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA

I. LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES

La donnée immédiatement accessible lors de l'étude d'un bassin est la nature des dépôts. Leur identification est un préalable indispensable à toute interprétation en termes de stratigraphie séquentielle haute résolution.

L'interprétation des faciès a reposé avant tout sur l'étude des figures sédimentaires indicatrices de courants en distinguant dans un premier temps la nature des écoulements (oscillatoire ou unidirectionnelle). La notion de base utilisée par la suite est celle de régime hydrodynamique des écoulements (*flow regime* : Simons et Richardson, 1962 ; Simons *et al.*, 1965 ; Reineck et Singh, 1980), avec une opposition entre haut régime et bas régime, lequel bas régime a lui-même été subdivisé en trois parties : inférieure, médiane et supérieure (figure 54).

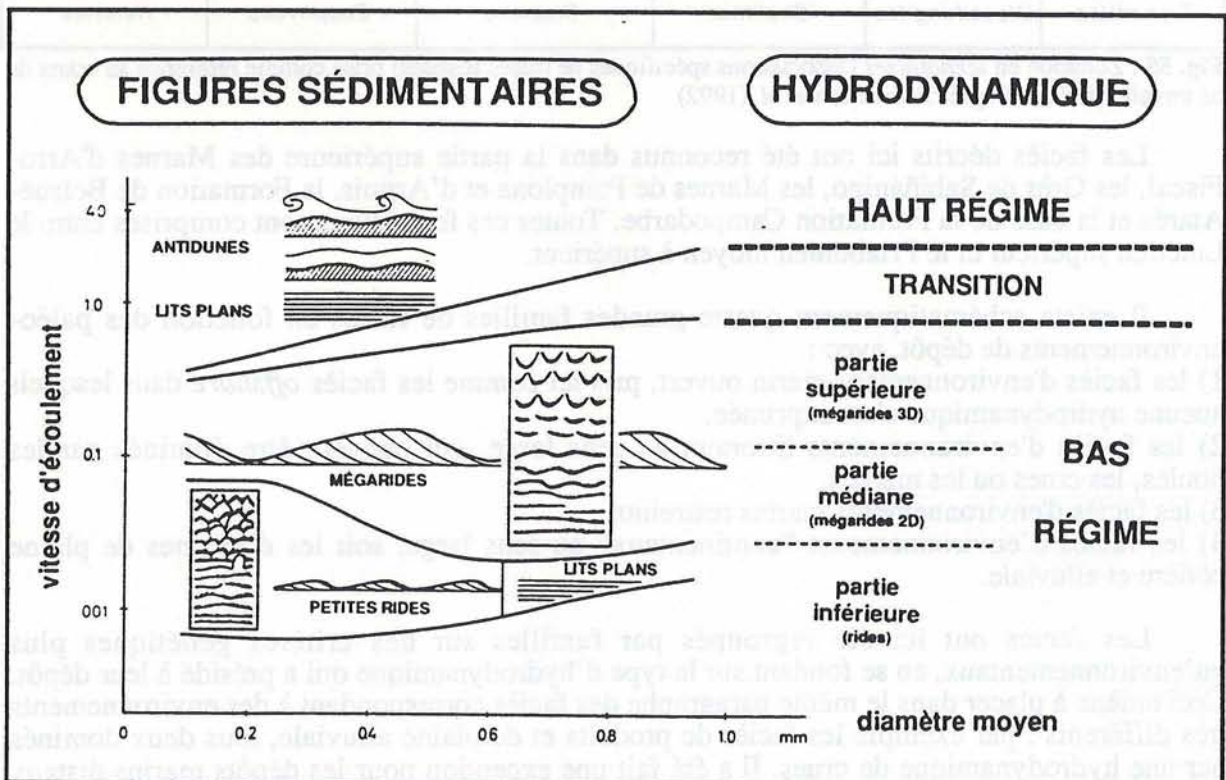


Fig. 54 : Correspondance entre figures sédimentaires d'écoulements unidirectionnels et régimes hydrodynamiques. Modifié d'après Reineck et Singh (1980).

Le deuxième élément important dans l'interprétation des faciès est l'identification des traces fossiles et surtout de leurs associations en "ichnofaciès" (figure 55). Les travaux de référence utilisés ici sont ceux de Basan (1978), Frey et Wheatcroft (1989) et Pemberton *et al.* (1992).

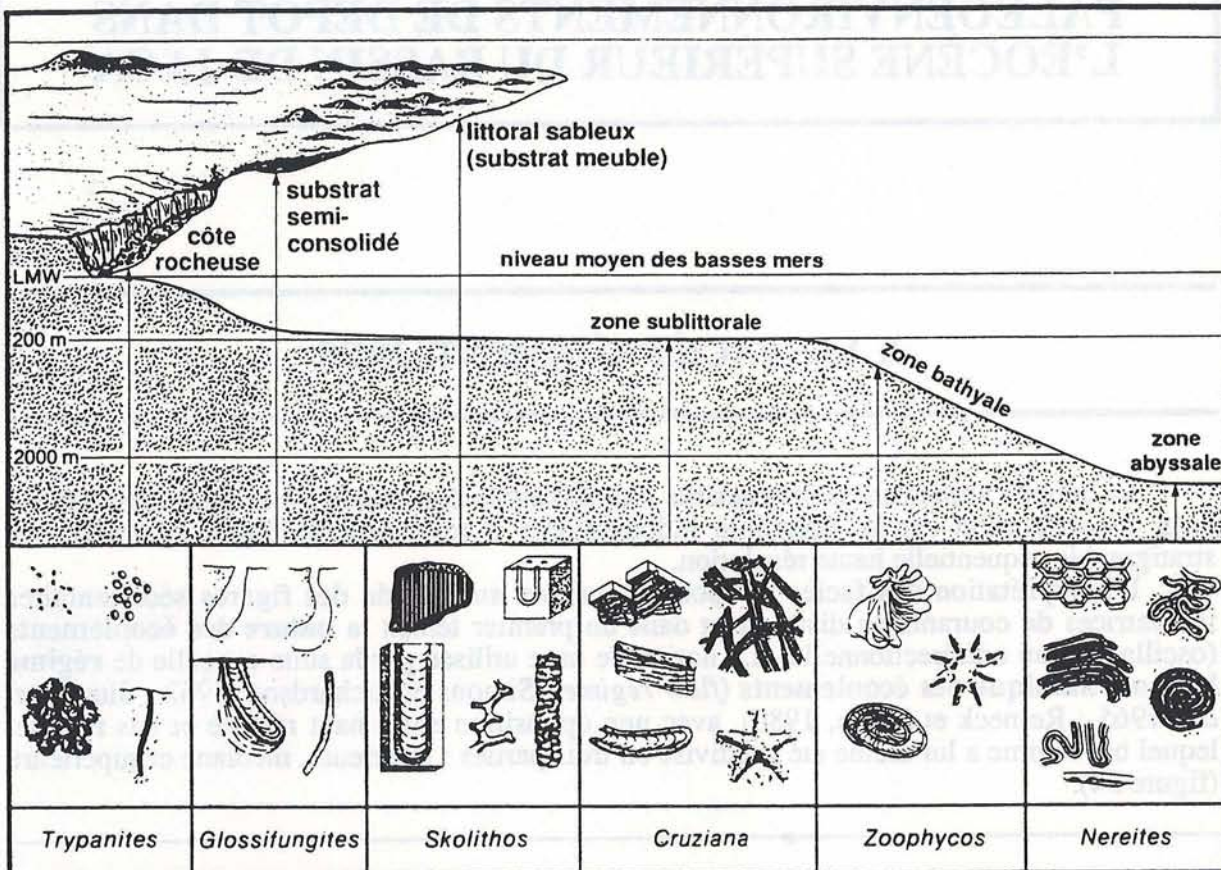


Fig. 55 : Zonation en ichnofaciès (associations spécifiques de traces fossiles) prise comme référence au cours de ce travail. Modifié d'après Pemberton *et al.* (1992)

Les faciès décrits ici ont été reconnus dans la partie supérieure des Marnes d'Arro-Fiscal, les Grès de Sabinánigo, les Marnes de Pamplona et d'Arguis, la Formation de Belsué-Atarés et la base de la Formation Campodarbe. Toutes ces formations sont comprises entre le Lutétien supérieur et le Priabonien moyen à supérieur.

Il existe schématiquement quatre grandes familles de faciès en fonction des paléo-environnements de dépôt, avec :

- 1) les faciès d'environnement marin ouvert, pris ici comme les faciès *offshore* dans lesquels aucune hydrodynamique n'est exprimée,
- 2) les faciès d'environnements littoraux au sens large, qui peuvent être dominés par les houles, les crues ou les marées,
- 3) les faciès d'environnements marins restreints,
- 4) les faciès d'environnements "continentaux" au sens large, soit les domaines de plaine côtière et alluviale.

Les faciès ont ici été regroupés par familles sur des critères génétiques plus qu'environnementaux, en se fondant sur le type d'hydrodynamique qui a présidé à leur dépôt. Ceci amène à placer dans le même paragraphe des faciès correspondant à des environnements très différents : par exemple les faciès de prodelta et de plaine alluviale, tous deux dominés par une hydrodynamique de crues. Il a été fait une exception pour les dépôts marins distaux dans lesquels il est difficile de discuter d'une hydrodynamique de mise en place. Ces dépôts ont été regroupés sous le titre de faciès d'environnements marins ouverts.

I.1. LES FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE HOULES : DOMAINE MARIN OUVERT À LITTORAL

I.1.1. Faciès silicoclastiques

• *Argiles et silts beiges à litage lenticulaire et ondulé (OSD) — OFFSHORE SUPÉRIEUR DISTAL*

- *Description* : Il s'agit d'alternances millimétriques à centimétriques d'argiles et de silts (parfois même de grès fins), formant un litage lenticulaire à ondulé (*lenticular* à *wavy bedding* suivant Reineck et Wunderlich, 1968). Les interstrates argileuses présentent des lamines très fines, onduleuses. Les strates de silts ou de grès fins, bien triés, montrent des bases et des sommets onduleux, avec le plus souvent coïncidence entre les parties concaves de la base et les parties convexes du sommet. Les limites de bancs sont nettes mais modifiées par une bioturbation fine. Le litage au sein des niveaux silteux est le plus souvent mal visible, ce qui est dû à l'effet de la bioturbation et probablement également à l'absence de contraste granulométrique dans un matériel très bien trié. Il s'agit généralement d'un litage de rides d'oscillation à crêtes arrondies, des micro-stratifications entrecroisées en mamelons (longueur d'onde pluricentimétrique) pour les strates de grès fins, ou des litages combinés vagues-courant. Les lits silteux lorsqu'ils sont superposés ne sont que très peu amalgamés, avec généralement un drapage de la morphologie sommitale du lit inférieur.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les lits argileux correspondent à des phases de décantation. Les figures sédimentaires résultent d'écoulements oscillatoires en bas régime hydrodynamique, ce que confirme le très bon tri granulométrique. Cette alternance de décantation et d'écoulements oscillatoires en domaine marin ne peut être attribué qu'à des tempêtes. Le bas régime hydrodynamique et la faible granulométrie montrent en outre que ces dépôts correspondent à un environnement distal (Goldring et Bridges, 1973). La présence de composantes unidirectionnelles dans certains bancs peut indiquer un dépôt de crue distale remanié par l'hydrodynamique de tempêtes, ou exprimer l'écoulement vers le large du courant généré par la tempête. Ce faciès semble très proche de celui décrit par Plint et Walker (1987) comme correspondant à une association de tempêtes distales.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• *Grès fin à litage entrecroisé en mamelons (OSP) — OFFSHORE SUPÉRIEUR PROXIMAL*

- *Description* : Il s'agit d'une alternance de silts argileux beiges (identique au faciès OSD) et de bancs pluricentimétriques à décimétriques de grès fins présentant un litage entrecroisé en mamelons (*Hummocky Cross-Stratification = HCS* : Harms, 1975) dont la longueur d'onde est de plusieurs décimètres. Les bases de bancs sont nettes, faiblement érosives, présentant des gouttières d'érosion (*gutter casts* ; Whitaker, 1973 ; Aigner & Futterer, 1978). Les sommets de bancs sont nets et montrent une surface ondulée irrégulière. La bioturbation est fine et diffuse dans la fraction argilo-silteuse (*Chondrites* ?). Dans les strates gréseuses, les bioturbations sont implantées préférentiellement au sommet des bancs, sous forme de terriers horizontaux ramifiés (*Ophiomorpha, Thalassinoïdes* ?). Les bioturbations sont rares à l'intérieur même des bancs, où elles consistent en petits terriers verticaux. Les bancs gréseux sont fréquemment déformés en figures de charge de type *ball and pillows*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les argiles silteuses beiges correspondent à des phases de décantation ou de très faibles vitesses d'écoulements oscillatoires (voir faciès OSD). Le litage en mamelons correspondrait à la partie moyenne du bas régime hydrodynamique pour un écoulement oscillatoire. Une telle alternance de périodes de décantation et d'écoulements oscillatoires en domaine marin franc (bioturbations) est caractéristique d'une dynamique de tempêtes sous la limite d'action des vagues permanentes. Il s'agit donc d'un environnement d'*offshore* supérieur (Définition de Emery, 1960, voir McCubbin, 1982). La présence de

strates de grès à HCS indique un milieu à plus fort régime d'écoulement donc plus proximal que pour le faciès OSD. Ce milieu est qualifié d'*offshore* supérieur proximal.

La dénomination "*offshore* supérieur proximal" est abusive par rapport à une description et une nomenclature préexistantes d'*offshore* supérieur proximal médian et distal (e.g. Guillocheau, 1990), qui est établie d'après les caractéristiques géométriques des bancs à HCS. Il n'a pas été possible dans ce cas de reconnaître cette zonation, en particulier la véritable association proximale, constituée de bancs discontinus. Tous les bancs à HCS sont continus et faiblement amalgamés, correspondant à une association médiane à distale au sens de Guillocheau et Hoffert (1988), ou Guillocheau (1990). Les faciès à HCS sont ici atypiques et peuvent très bien avoir été générés en milieu très peu profond. Reineck (1976), par exemple, montre l'existence de petits HCS à une bathymétrie de l'ordre de 4 mètres dans les dépôts actuels de la côte germanique de la Mer du Nord.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès à litage entrecroisé en creux (SHB) — AVANT-PLAGE BASSE ÉNERGIE**

- *Description* : Ces faciès se rapprochent du faciès OSP, avec néanmoins une plus grande prédominance des faciès gréseux (épaisseur de bancs supérieure à 10 cm) par rapport aux faciès argileux (épaisseur centimétrique ou inférieure). Les bancs de grès présentent en moyenne une granulométrie plus élevée (fin à moyen) avec un litage entrecroisé en creux (*Swaley Cross-Stratification* = SCS : Leckie et Walker, 1982), parfois intermédiaire avec un litage en mamelons. Les strates gréseuses présentent des bases nettes érosives, avec des gouttières plus arrondies que dans les faciès OSP, ainsi que des surfaces internes d'amalgame. Les sommets de bancs présentent une surface nette à ondulations irrégulières. Les bioturbations rencontrées dans les bancs gréseux sont rares, verticales, avec par ordre de fréquence : *Skolithos*, *Ophiomorpha* et *Monocraterion*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Tout comme pour les faciès OSD et OSP, ce faciès montre une alternance de périodes de décantation et de périodes d'écoulements oscillatoires. Ceci correspond à un régime de tempêtes sous la limite d'action des houles de beau temps. Dans les bancs gréseux, la granulométrie et les figures sédimentaires (litage entrecroisé en creux) résultent d'écoulements en partie supérieure du bas régime hydrodynamique. Ils correspondraient donc à des dépôts proximaux de tempêtes (Leckie et Walker, 1982 ; McCrory et Walker, 1986). Habituellement, les dépôts à SCS sont complètement amalgamés, sans argiles préservées ou sont intercalés dans des faciès littoraux à figures de houles permanentes (rides de vagues), correspondant à un milieu d'avant-plage — pris comme traduction de *shoreface* — moyen à supérieur (Walker et Plint, 1992). La présence de niveaux argilo-silteux entre les dépôts proximaux de tempêtes indique un milieu littoral sans énergie de houles permanentes.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès à litage de faible angle (PLB) — PLAGES**

- *Description* : Il s'agit de grès fins à moyens propres et bien triés organisés en bancs dont l'épaisseur ne dépasse pas quelques décimètres. Ces dépôts présentent un litage de faible angle (*Low Angle Cross-Bedding* : voir McCubbin, 1982), avec des surfaces d'amalgame préservant parfois des lits silteux. Les bioturbations y sont rares, verticales, généralement de type *Skolithos*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'alternance dans le litage de lits millimétriques de matériel très bien trié suggère une hydrodynamique oscillatoire, qui se place à la transition entre haut et bas régime hydrodynamique du fait qu'il s'agit d'un amalgame de faisceaux de lits plans. Ce litage de faible angle est caractéristique du déferlement des houles de tempêtes en domaine de plage (Thompson, 1937 ; Harms, 1975 ; Reineck et Singh, 1980 ; Tucker et Wright, 1990). La préservation locale entre deux ensembles amalgamés de matériel très fin

montre l'existence de périodes à très faible vitesse d'écoulement, et caractérise une nouvelle fois le contexte à énergie de houles permanentes faible ou nulle.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès bien triés à litage plan (PLH) — PLAGES**

- *Description* : Il s'agit de grès moyens en bancs pluridécimétriques présentant un litage plan. Les lamines, millimétriques, sont constituées de matériel homogène bien trié, elles résultent d'un empilement de lits alternativement plus fins et plus grossiers, avec localement des lits de particules très arrondies dont la taille est nettement supérieure (limite sable grossier-graviers) à celle du matériel dominant. Les bioturbations sont extrêmement rares.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les lamines planes dans un matériel grossier indiquent un haut régime hydrodynamique (Southard, 1991). La ségrégation à très fine échelle (millimétrique) de lits de matériel très bien trié évoque une hydrodynamique oscillatoire. Ce haut régime hydrodynamique oscillatoire est caractéristique de la zone de déferlement des vagues, et amène donc à attribuer ce faciès à un milieu de plage (e.g. : Reinson, 1984). Par rapport au faciès PLB, la plus forte granulométrie, et l'absence de faciès fins préservés, indiquent des vitesses d'écoulement plus élevées.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Alternance d'argiles, de grès bien triés à litage plan et de grès mal triés à stratification onduleuse (RST) — REPLAT SABLEUX À DÉBORDEMENTS DE TEMPÊTES**

- *Description* : Il s'agit d'un faciès composite complexe, constitué d'une alternance d'argiles gris-brun à débris de matière organique en interstrates centimétriques à décimétriques et de bancs gréseux décimétriques. Les bancs gréseux sont de deux types avec (1) des grès fins à moyens assez mal triés présentant quelques rides de courant et une stratification madrée (*flaser bedding* : Reineck et Wunderlich, 1968) ou onduleuse (*wavy bedding*) et (2) des grès moyens assez bien triés en strates à base érosive parfois en forme de petits chenaux, présentant un litage plan à onduleux irrégulier de lamines très continues. Les bioturbations sont très rares. Les bancs de type (2) représentent la majeure partie du matériel gréseux.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les argiles brunes peuvent être le produit d'une décantation ou d'un écoulement de très bas régime hydrodynamique si elles étaient à l'état floculé. Les bancs de type (1) sont le produit d'un écoulement de bas régime hydrodynamique (rides, *flasers*) unidirectionnel (mauvaise ségrégation granulométrique). La rareté des bioturbations suggère un confinement par rapport au domaine marin. Cette association est interprétée comme un assemblage de replat mixte de crues et de marées (voir faciès RSC et RMS décrits ultérieurement) en milieu intertidal. Les bancs de type (2) avec leur litage plan à onduleux et leur base érosive marquent un régime hydrodynamique supérieur à celui des bancs de type (1). Le tri des grains y montre l'influence d'une hydrodynamique oscillatoire — qui n'est pas nécessairement l'hydrodynamique ayant présidé au dépôt. Ces bancs sont interprétés comme résultant de la resédimentation de matériel de plage en amont de la ligne de déferlement des houles, par des phénomènes de débordements de tempêtes.

Le faciès de bancs gréseux de type (2) montre une bonne correspondance avec les structures décrites dans des éventails de débordements de tempêtes (*storm washover fans*) par Andrews (1970) ou McCubbin (1982) mais à une échelle réduite. Les géométries chenalisées sont communes dans ce type de systèmes (Morton, 1978). La meilleure analogie avec des dépôts actuels se trouve dans les descriptions faites par Schwartz (1982) de "*small-scale washovers*".

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans les grès de Sabiñánigo et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès bien triés à méga-stratification entrecroisée en creux (CCA) — REMPLISSAGES DE CHENAUX DE COURANTS D'ARRACHEMENT (= Rip Currents)**

- *Description* : Il s'agit de grès fins à moyens bien triés, formant des bancs massifs métriques à plurimétriques isolés. Ces bancs présentent une base érosive concave vers le sommet, et un sommet globalement plan à surface ondulée. Les bancs montrent un litage entrecroisé en creux (SCS) à grande échelle (creux ou *swales* de largeur plurimétrique) sauf dans leur partie la plus inférieure, qui présente un aspect massif. Les bioturbations sont rares, avec des *Ophiomorpha* et de possibles *Skolithos*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les litages entrecroisés en creux correspondent à un écoulement oscillatoire en partie supérieure du bas régime hydrodynamique dans la mesure où il s'agit de mégarides. Ces figures sédimentaires sont caractéristiques des milieux soumis à une hydrodynamique de houles à haute énergie, en particulier le milieu d'avant-plage supérieur (Walker et Plint, 1992). La base érosive suggère un écoulement en haut régime hydrodynamique, qui pourrait aussi être à l'origine de l'absence de stratification en partie inférieure de banc. Ces figures oscillatoires en haut régime hydrodynamique et le type de bioturbations indiquent un milieu marin peu profond. Les géométries chenalisées pourraient être attribuées à des systèmes de chenaux de courants d'arrachement (*rip currents*, voir McKenzie, 1958 ; Vos, 1975). Les figures de SCS présentes dans ce faciès sont de dimensions considérablement supérieures à celles que l'on rencontre partout ailleurs dans le bassin. L'hypothèse de dépôts d'origine "catastrophique" de type tsunamis est donc également à prendre en compte. Ces phénomènes sont capables de créer de véritables chenaux sous-marins (Düringer, 1982, 1984), pouvant être remplis postérieurement par un matériel façonné par les oscillations d'amortissement.

- *Répartition* : Ces faciès sont très rares, ils n'ont été observés que dans la bordure sud du bassin, dans la Formation de Belsué-Atarés.

• **Grès bioturbés à bioclastes et encroûtements ferrugineux (RAV) — DÉPÔTS DE RAVINEMENT**

- *Description* : Ce faciès se présente à chaque fois sous forme d'un banc unique pluridécimétrique de grès très bioturbés à nombreux bioclastes. La base du banc est systématiquement irrégulière et érosive. Le sommet du banc correspond à une surface d'implantation de bioturbations, avec des huîtres non remaniées, des minéralisations ferrugineuses, et plus rarement des graviers ou des petits galets très arrondis. Les bancs présentent une granodécroissance, avec une augmentation de l'argilosité vers le sommet et une évolution des faunes depuis de grands bioclastes brisés (lamellibranches) à la base, vers une association composée majoritairement de grands foraminifères vers le sommet. La bioturbation est massive, croissante vers le sommet du banc, ce sont des petits *Thalassinoïdes*, *Planolites* ou *Ophiomorpha* horizontaux et obliques, qui sont souvent soulignés par les minéralisations.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Aucune figure sédimentaire primaire n'est préservée. La base érosive et la taille des bioclastes dans la base du banc indiquent un régime hydrodynamique assez élevé. En revanche, vers le sommet du banc, la prédominance des argiles et la présence de faune *in situ* montre un régime hydrodynamique faible à nul. La granodécroissance globale peut être interprétée comme correspondant à un dépôt gravitaire ou à un dépôt de tempête granoclassé, qui aurait par la suite été homogénéisé par la bioturbation. Cette granodécroissance peut également illustrer un amalgame d'événements successifs correspondant à une baisse graduelle du régime hydrodynamique, et homogénéisés progressivement par la bioturbation. Sur la base de critères géométriques et de la position de ces faciès au sein de l'organisation séquentielle, ces dépôts sont interprétés comme le produit du ravinement par les tempêtes lors de transgressions.

- *Répartition* : Il s'agit du faciès le plus ubiquiste, même s'il représente un volume très faible. Il se rencontre dans les Grès de Sabinánigo, et la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud) ainsi que dans les faciès les plus proximaux des Marnes de Pamplona et d'Arguis.

I.1.2. Faciès carbonatés

• *Bancs granoclassés de calcirudites bioclastiques (RBP) — RAMPE BIOCLASTIQUE PROXIMALE*

- *Description* : Il s'agit de bancs bioclastiques décimétriques à métriques granodécroissants de calcirudites évoluant verticalement vers des calcarénites. Ces faciès présentent une texture *grainstone* à *packstone* suivant la classification de Dunham (1962). Les éléments constitutifs sont très variés, avec différents types de lamellibranches et d'oursins, des débris de bryozoaires et de nombreux foraminifères. La granodécroissance s'exprime par la concentration des gros bioclastes (fragments d'huîtres) en base de banc, avec une évolution verticale vers des bioclastes plus petits, finissant par une majorité de foraminifères en sommet de banc.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La taille des bioclastes qui sont à l'évidence remaniés et cassés indique un régime hydrodynamique assez élevé (partie supérieure du bas régime ou haut régime). La granulométrie ne permet pas l'expression des litages de courants oscillatoires classiques (*HCS*, *SCS*) ou de petites rides, qu'elles soient d'origine unidirectionnelle ou oscillatoire (Reineck et Singh, 1980). En revanche, elle aurait permis l'expression de figures de courants unidirectionnels de régime hydrodynamique assez fort (mégarides 2D ou 3D). Les textures bioclastiques sont classiquement attribuées à des rampes en domaine marin ouvert (Read, 1984 ; Aigner, 1985b ; Calvet *et al.*, 1990). Deux processus peuvent façonner ces rampes : les tempêtes et les marées (Read, 1984). L'absence de litages de mégarides de courant plaide en faveur d'une mise en place par les tempêtes. Ces faciès seraient un équivalent bathymétrique et hydrodynamique des faciès de littoraux à basse énergie de type SHB. Ils montrent une bonne correspondance avec les *fining-up skeletal units* que Aigner (1985b) attribue à des dépôts de tempêtes proximaux.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre très localement à la base des Marnes d'Arguis et dans leur partie supérieure lorsqu'elles sont intercalées au sein de la Formation de Belsué-Atarés.

• *Bancs amalgamés de calcarénites bioclastiques à Thalassinoïdes (RBM) — RAMPE BIOCLASTIQUE MÉDIANE*

- *Description* : Il s'agit d'un amalgame de bancs décimétriques de calcarénites bioclastiques à texture *packstone* à *wackestone* au sens de Dunham (1962). Les éléments figurés consistent principalement en petits foraminifères, avec des petits débris de lamellibranches et d'oursins. Les oursins entiers sont fréquents. Les limites de bancs sont assez bien exprimées, consistant en surfaces d'amalgame irrégulières marquées par des ressauts granulométriques. L'intérieur des bancs présente de gros terriers horizontaux attribués à *Thalassinoides*. Ces nombreux terriers donnent au faciès un aspect noduleux.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les possibles figures sédimentaires primaires ont été entièrement détruites par la bioturbation. La taille inférieure des bioclastes, la moindre épaisseur des bancs et la fraction marneuse montrent un régime hydrodynamique inférieur à celui correspondant au faciès RBP. La nature des bioclastes et des bioturbations indique un milieu marin franc. Le caractère alternant de ces dépôts et leur texture *packstone* à *wackestone* permet de les attribuer à des dépôts de tempêtes dans un milieu plus distal que le faciès RBP. Ils se sont déposés dans la partie médiane d'une rampe bioclastique, où la bioturbation intense a complètement occulté la texture originelle.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre exclusivement dans les Marnes d'Arguis lorsqu'elles sont intercalées au sein de la Formation de Belsué-Atarés.

• *Alternance de bancs de calcarénites bioclastiques à Thalassinoïdes et de marnes grises (RBD) — RAMPE BIOCLASTIQUE DISTALE*

- *Description* : Il s'agit d'une alternance de marnes grises à rares foraminifères et de strates décimétriques de calcarénites bioclastiques à *Thalassinoides*. Les strates bioclastiques

montrent un faciès similaire à celui de rampe médiane (RBM) avec une matrice plus importante, donnant une texture *wackestone à mudstone*. Les strates sont retravaillées par la bioturbation (gros terriers de *Thalassinoïdes*) mais elles conservent néanmoins souvent un caractère granoclassé.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Ce faciès résulte d'alternances d'écoulements de bas régime hydrodynamique (petits bancs granoclassés de calcarénites) et de périodes de décantation (marnes grises). Il s'agit une nouvelle fois d'un environnement marin de plate-forme. Deux processus peuvent expliquer la texture granoclassée : les écoulements gravitaires et les tempêtes. Ce faciès étant associé avec les deux précédents, l'hypothèse retenue ici est celle de dépôts de tempêtes plus distaux que pour le faciès précédent. De telles textures granoclassées induites par les tempêtes ont été décrites dans la littérature (Kelling et Mullin 1975 ; Aigner, 1982, 1985b), elles sont attribuées à un domaine externe de rampe carbonatée. Ce faciès montre en outre une bonne similitude avec le faciès de rampe bioclastique externe décrit par Calvet et Tucker (1988).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre exclusivement dans les Marnes d'Arguis lorsqu'elles sont intercalées au sein de la Formation de Belsué-Atarés.

I.2. FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE CRUES : ENVIRONNEMENTS DELTAÏQUES ET ALLUVIAUX

• *Alternance millimétrique de sables silteux granoclassés et de silts argileux gris (PRO) — PRODELTA*

- *Description* : Ce faciès montre des alternances pluri-millimétriques de silts argileux beiges et de grès très fins gris sombres en strates discontinues. Les strates gréseuses présentent une base nette, plane, légèrement érosive, donnant fréquemment aux lits une géométrie lenticulaire convexe vers le haut. Ces strates présentent le plus souvent un granoclassement, avec de rares figures de "*fading ripples*" (Stow et Shanmugam, 1980). Dans les lits à plus forte granulométrie, quelques rides de courant sont parfois observées. La bioturbation est relativement peu abondante — toutes les structures sont préservées — avec des petits terriers horizontaux de type *planolites*, et d'autres verticaux à obliques (*chondrites* ou *Trichichnus* ?).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Le granoclassement observé dans les strates gréseuses suggère une dynamique de dépôt par écoulements gravitaires, attestant l'existence d'une pente. Les *fading ripples* indiquent un écoulement en partie inférieure du bas régime hydrodynamique. Les strates les plus grossières non granoclassées à rares rides de courant suggèrent des écoulements unidirectionnels non gravitaires en partie inférieure du bas régime hydrodynamique ; elles sont attribuées à l'expression distale de crues en domaine marin. L'association de petits écoulements gravitaires et de crues en domaine marin ouvert (bioturbations) indique que ces dépôts correspondent à un milieu de prodelta.

Ce faciès est relativement "classique" et a fréquemment été décrit. L'association de petits lits de grès fins granoclassés et de silts argileux de décantation est caractéristique du domaine de prodelta (Reineck et Singh, 1980 ; Coleman et Prior, 1982). L'arrivée de dépôts de crues à rides de courant jusqu'en domaine de prodelta est attestée par Reineck et Singh (1980, d'après Van Straaten, 1959) dans le delta du Rhône.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñanigo, et dans la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• *Alternance d'argiles gréseuses bioturbées et de grès à litage de rides de courant et d'oscillation (EMD) — PARTIE DISTALE D'EMBOUCHURE DELTAÏQUE*

- *Description* : Il s'agit d'une alternance pluricentimétrique d'argiles gréseuses bioturbées et de grès fins à moyens. Les strates gréseuses sont constituées de matériel propre relativement mal trié à débris organiques. Les bases de bancs sont nettes, planes, légèrement érosives.

L'intérieur des bancs présente un litage madré, généralement dû à des rides de courant. Le sommet des bancs montre fréquemment des rides d'oscillation arrondies à crêtes dominantes. Les bioturbations sont fines (diamètre de un à quelques millimètres), sous forme de petits terriers verticaux ou obliques. Entre les bancs de grès se trouvent des niveaux très mal triés d'argiles présentant une très forte fraction gréseuse, affectés par une bioturbation massive.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Toutes les figures sédimentaires indiquent un bas régime hydrodynamique, avec des dépôts liés à des courants unidirectionnels, remaniés par des écoulements oscillatoires. L'absence de granoclassement dans les strates gréseuses exclut une origine gravitaire, de plus, la nature du matériel (mal trié, grains anguleux) montre qu'il s'agit d'un sédiment peu remanié. Les bioturbations, associées aux rides d'oscillation, indiquent qu'il s'agit d'un milieu marin peu profond. Ce faciès est interprété comme l'expression de crues distales en domaine marin et correspondrait donc à un environnement d'embouchure deltaïque distale.

Ce type de faciès semble assez peu décrit dans la littérature, mais quelques travaux fournissent des points de comparaison. Horne *et al.* (1978), par exemple, soulignent que le domaine distal de barre d'embouchure est caractérisé par des remaniements de houles sur des bancs mis en place par des crues, sans toutefois décrire précisément la structure interne de ces bancs. Pour Coleman et Prior (1982), le domaine d'embouchure distale est celui qui présente les plus fortes pentes dans un système deltaïque, et les figures de slumps y sont fréquentes (voir aussi par exemple Bhattacharya, 1991). Ces figures sont absentes dans le faciès EMD, indiquant probablement un gradient de pente faible. Bristow et Myers (1989) décrivent des dépôts d'embouchure distale sans aucun indice de déformation synsédimentaire.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñanigo et dans la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• Grès à stratification plane et litages obliques unidirectionnels (EMM) — PARTIE MÉDIANE D'EMBOUCHURE DELTAÏQUE

- *Description* : Ces faciès sont constitués de grès fins à moyens assez mal triés en bancs de 10 à 20 cm. Ils présentent la plupart du temps un litage oblique tabulaire (correspondant à des mégarides 2D) et parfois un litage oblique arqué (correspondant à des mégarides 3D). Les bancs montrent latéralement une très bonne continuité et une grande constance d'épaisseur. Leurs bases sont nettes, érosives et planes, leurs sommets présentent un litage de rides d'oscillation à crêtes arrondies, avec fréquemment des morphologies sommitales préservées. Les bancs contiennent des galets mous, répartis dans toute leur épaisseur (peu d'accumulations basales de type *lag*), ainsi que des petits copeaux de lignite et des fragments de coquilles. La bioturbation est faible, constituée de terriers verticaux à obliques implantés au sommet des bancs (*Ophiomorpha* essentiellement ainsi que *Skolithos*).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La majeure partie du matériel présente des figures d'écoulements unidirectionnels en partie moyenne à supérieure du bas régime hydrodynamique. La nature du matériel, assez mal trié, sans granoclassement suggère une mise en place par des crues. Les rides d'oscillation et les bioturbations montrent que le matériel arrive dans un domaine marin peu profond, brassé par une houle faible. Ce faciès est attribué à la partie médiane d'une embouchure deltaïque. L'existence de sens de migration apparents opposés entre certains bancs a amené Toledo (1989) à interpréter ces faciès comme des dépôts tidaux à *herring bones*. Il n'existe pas par ailleurs de critère net d'hydrodynamique tidale, et le *herring bone* n'en constitue pas un en soi (Terwindt, 1988). De telles structures ont d'ailleurs été décrites par Alam *et al.* (1988) dans une embouchure sans influences de marées.

À l'instar du faciès EMD, les descriptions de faciès similaires dans la littérature sont rares. Une description relativement proche est celle des lits de tempêtes à matériel grossier (*coarse grained storm beds*) de Cheel et Leckie (1992), qui ne présentent que des figures unidirectionnelles au sein des bancs. Le mécanisme de tempêtes semble cependant exclu dans le cas du faciès EMM, dans la mesure où aucun des critères classiques de dépôts de tempêtes — sillons d'érosion, tri granulométrique, lamines continues d'épaisseur variable — n'a été observé. La comparaison la plus satisfaisante peut être faite à partir d'un travail de Bristow et

Myers (1989) dont le faciès attribué à une embouchure distale semble être un intermédiaire entre le faciès EMD et EMM. Il existe également dans Pulham (1989) une description d'un faciès à litage oblique unidirectionnel et rides de vagues, attribué à la partie axiale d'une barre d'embouchure.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñanigo, et dans la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès à stratification en auges et litage oblique arqué (EMP) — PARTIE PROXIMALE D'EMBOUCHURE DELTAÏQUE**

- *Description* : Il s'agit d'un faciès de grès moyens à grossiers, organisé en bancs irréguliers mais continus latéralement, d'épaisseur pluridécimétrique à métrique. Les bancs présentent une base nettement érosive à formes en auges, les sommets de bancs ne sont jamais préservés. Les lamines s'organisent en un litage oblique arqué à grande échelle dû à la migration de mégarides de hauteur pluri-décimétrique, avec quelques litages plans à légèrement onduleux. Les zones à litages plans montrent des variations granulométriques englobant plusieurs lamines, sans individualisation de lits bien contrastés. Les bioclastes (essentiellement débris d'huîtres) et les galets mous sont assez rares, concentrés dans des niveaux préférentiels en bases de bancs. Les bioturbations sont très rares, pratiquement toujours de type *Ophiomorpha*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les figures sédimentaires correspondent à une hydrodynamique de courants unidirectionnels alternant entre la partie supérieure du bas régime hydrodynamique, indiquée par les litages en auges, et le haut régime hydrodynamique, indiqué par les lits plans (voir Paola *et al.*, 1989 ; Cheel, 1990) et les surfaces d'érosion. La prédominance de figures unidirectionnelles sans granoclassement, ainsi que l'occurrence de gros débris végétaux amène à considérer que ces dépôts sont mis en place par des crues. Néanmoins les rares bioturbations attestent une influence marine. Ce faciès est attribué à la partie proximale d'une embouchure deltaïque, à la transition entre le distributaire au sens strict et le système de barre d'embouchure. Le processus de dépôt dominant est le "scour and fill" (High et Picard, 1974 ; Singh, 1977 ; Reineck et Singh, 1980), avec des alternances de phases d'érosion (grandes surfaces d'amalgames en auges) et de migration de mégarides 3D.

Il existe pour ce faciès plus de critères de comparaison que pour les faciès distaux (EMD) et médians (EMM). Miall (1976, 1984a) considère que les dépôts d'embouchure proximale sont caractérisés par des bancs de grès à litage oblique arqué et litage plan présentant des bioturbations verticales de type *Ophiomorpha*. Miall souligne qu'une différence fondamentale par rapport à des faciès purement fluviaux réside dans la large dispersion des directions de courants, qui est l'image de la divergence des courants au niveau de l'embouchure. Horne *et al.*, (1978) font une description similaire des dépôts d'embouchure proximale, avec des grès à litage oblique tabulaire et en festons présentant un fort taux d'amalgame. Ce faciès est par ailleurs comparable à la description que Bristow et Myers (1989) font des dépôts d'embouchure proximale.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñanigo et dans la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud).

• **Grès grossiers et graviers à méga-stratification oblique arquée (DGE) — DUNES HYDRAULIQUES GÉANTES D'EMBOUCHURE**

- *Description* : Il s'agit de grès grossiers et de graviers anguleux en bancs plurimétriques à base érosive, présentant une stratification oblique composée (*Compound Cross-Bedding* ; Harms, 1975), avec des strates décimétriques à litage de mégarides de courant, elles mêmes organisées en stratification entrecroisée de grande taille (hauteur métrique, largeur plurimétrique). Le matériel est mal trié avec des graviers anguleux, des débris d'huîtres et des fragments de végétaux disséminés dans les grès. Ces dépôts présentent localement des lits constitués exclusivement de graviers, formant des accumulations basales (= *lags*) au dessus de surfaces de réactivation internes.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La stratification entrecroisée de grande taille est le produit de la migration de dunes hydrauliques géantes sinueuses. La présence de litages dans les bancs qui forment cette stratification montre que ces structures sont liées à une hydrodynamique unidirectionnelle en partie supérieure du bas régime hydrodynamique. La nature du matériel, le mode d'écoulement et l'absence de bioturbation montrent qu'il s'agit d'un environnement très largement dominé par l'hydrodynamique fluviale. La présence de nombreuses huîtres peut s'expliquer soit par une influence marine directe (remontée de courants tidaux dans le système fluviale), soit par la resédimentation de matériel érodé dans la plaine côtière. Dans les deux cas, il s'agit d'un domaine assez distal le long du profil d'équilibre fluviale, où l'influence marine est perceptible. Ce faciès est interprété comme l'embouchure de chenaux distributaires profonds, dans un domaine plus proximal que pour le faciès EMP. Dans des travaux précédents (Medjadj, 1985 ; Nuñez del Prado, 1986 ; Toledo, 1989), ce faciès avait été attribué à des remplissages de chenaux purement tidaux associés à une barrière. Cette hypothèse n'a pas été retenue ici dans la mesure où il n'existe aucun critère formel de marées (bidirectionnalités, doublets argileux, cyclicités, litage oblique sigmoïdal).

De tels types de formes géantes à stratification entrecroisée ont été décrits par McCabe (1977) dans des dépôts du Carbonifère du Nord de l'Angleterre. Les dimensions sont supérieures à celles des structures observées ici, avec des faisceaux de strates obliques de plus de 10 m de hauteur. Pour McCabe ces structures correspondent à la migration de grandes barres transverses se développant obliquement depuis la partie marginale d'un chenal en direction du centre.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre exclusivement dans la bordure sud du bassin, dans la partie supérieure de la Formation de Belsué-Atarés.

• **Grès massifs non bioturbés à litage oblique arqué et litage plan (CHD) —
REPLISSAGES DE CHENAUX DROITS**

- *Description* : Il s'agit de grès massifs similaires au faciès EMP dont ils se distinguent par l'absence de stratification (pas de grandes surfaces onduleuses bien exprimées) et par l'absence de bioturbation. Le litage est mal exprimé, seulement souligné par des variations granulométriques, il s'agit comme pour le faciès EMP d'un litage oblique arqué (mégarides 3D) et de lits plans-onduleux.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La dynamique de dépôt est équivalente à celle du faciès EMP : des courants unidirectionnels entre partie supérieure du bas régime hydrodynamique et haut régime hydrodynamique. À l'inverse du faciès EMP, ce faciès ne présente aucun critère d'environnement marin, il est attribué à un milieu purement fluviale. La présence d'un seul type de litage (oblique arqué), l'absence de barres d'accrétion latérale et la faible extension latérale amènent à conclure qu'il s'agit de remplissages de chenaux à faible sinuosité (Cant, 1982). L'interprétation est parfois appuyée par une géométrie chenalisée visible à l'échelle de l'affleurement.

La faible sinuosité est une caractéristique des distributaires deltaïques (voir Horne *et al.*, 1978, par exemple), et ce faciès montre une bonne analogie avec le faciès de "chenaux distributaires mineurs" de Bristow et Myers (1989). Néanmoins il existe également des réseaux droits ou faiblement sinueux en domaine de plaine alluviale. La distinction entre distributaire deltaïque et chenal fluviale se fait par les associations de faciès.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñánigo, dans la Formation de Belsué-Atarés (bordures nord et sud), où il correspond à des remplissages de distributaires, et dans la Formation Campodarbe où il est attribuable à des remplissages de chenaux fluviales.

• **Grès grossiers à alternance de litages obliques tabulaires et arqués (CHT) —
REPLISSAGES DE CHENAUX EN TRESSÉS.**

- *Description* : Ces faciès sont toujours constitués de grès grossiers à petits lits de graviers, formant des bancs plurimétriques à base érosive. Ils montrent une alternance de faisceaux pluridécimétriques de lamines obliques, les unes dues à des mégarides 2D et les autres à des mégarides 3D. Les faisceaux à litage de mégarides 3D présentent des bases érosives, ce qui

est rarement le cas de ceux à litages de mégarides 2D. Ces dépôts ne présentent ni bioturbations ni débris d'organismes marins.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'alternance de mégarides 2D et 3D montre l'alternance de deux types d'écoulements unidirectionnels en parties respectivement médiane et supérieure du bas régime hydrodynamique. Ce type d'association de structures sédimentaires est caractéristique du comportement des chenaux en tresses, avec des litages obliques arqués (mégarides 3D) attribués aux faciès de lits de chenaux et les litages obliques tabulaires (mégarides 2D) attribués à la migration des barres losangiques (Cant et Walker, 1976 ; Miall, 1977 ; Cant, 1982).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre à la transition entre formations de Belsué-Atarés et Campodarbe, plus particulièrement dans certaines zones de la bordure sud du bassin.

• **Grès stratifiés à débris organiques et à surfaces de rides (RSC) — REPLAT SABLEUX INTERTIDAL À INFLUENCES DE CRUES**

- *Description* : Ce faciès est composé d'une alternance d'argiles, réduites à des interstrates centimétriques, et de grès fins à moyens mal triés en strates centimétriques à décimétriques. Les bases des strates gréseuses sont souvent légèrement érosives et planes. L'intérieur des strates présente un litage madré (*flaser bedding* : Reineck et Wunderlich, 1968) de rides de courant. Les surfaces de strates présentent des formes variées, avec des trains de rides purement trochoïdales, parfois écrêtées et bifurquées, des surfaces de rides interférentes (houles-courants) et des surfaces à rides de courant linguoïdes. Il existe quelques surfaces de rides à double crête. Les bioturbations sont assez fréquentes, de type *Ophiomorpha*, *Skolithos*, ainsi que *Diplocraterion* et/ou *Arenicolites* (ces derniers visibles essentiellement sur les surfaces).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'alternance de périodes de dépôt de sables et de périodes de décantation montre une hydrodynamique discontinue. La préservation fréquente des surfaces de rides indique un bas régime hydrodynamique (pas d'amalgame) d'écoulements tantôt unidirectionnels, tantôt oscillatoires. Les rides symétriques trochoïdales sont caractéristiques d'environnements de dépôts très peu profonds (Collinson et Thompson, 1989). Le caractère écrêté indique des émergences entre les périodes de dépôt. Il s'agirait donc d'un milieu intertidal, ce qui est appuyé par les autres types de rides : les rides interférentes houles courants sont caractéristiques des replats intertidaux (Weimer *et al.*, 1982), de même que les rides à double crête (Klein, 1970 ; Reineck et Singh, 1980). Ce faciès est donc à l'évidence influencé par les marées. Néanmoins, le mauvais tri du matériel n'est pas en accord avec des dépôts de replats sableux purement tidaux qui sont plutôt bien triés (Clifton, 1982). La granulométrie est très proche de celle des faciès d'embouchure (EMM et EMP). En outre, aucune cyclicité vives eaux - mortes eaux n'a pu être mise en évidence. Ces faciès correspondraient à des dépôts de crues mis en place dans un domaine de replat intertidal. Il s'agirait alors soit de dépôts de crevasses, soit de dépôts de levées de distributaires. Un tel type de milieu de dépôt a déjà été décrit par Cotter (1983). Il existe des intermédiaires entre ce faciès et un faciès de replat sableux intertidal dominé par les marées (faciès RMS décrit ultérieurement).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñanigo, et dans la Formation de Belsué-Atarés, à la transition avec la Formation Campodarbe (essentiellement bordure sud).

• **Grès fins à rides de courant et traces de pédogenèse (ECR) — ÉPANDAGES DE CREVASSES**

- *Description* : Il s'agit de grès fins, organisés en bancs décimétriques à métriques inclus dans les faciès de plaine côtière marécageuse (voir faciès suivant : PCM). Les bancs sont formés de l'amalgame de strates centimétriques à décimétriques, constituant fréquemment des séquences granocroissantes. Ces faciès présentent localement un litage de rides de courant à l'intérieur des strates, alors que les sommets présentent parfois des petites rides symétriques à profil trochoïdal et à faible longueur d'onde ainsi que des rides interférentes. Les bancs sont

souvent intensément bioturbés avec de petits terriers monospécifiques tortueux. La teinte varie du beige à l'ocre avec des auréoles rougeâtres.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les rides de courant à l'intérieur des bancs montrent un mécanisme de dépôt e par des courants unidirectionnels en bas régime hydrodynamique. Les rides à profil trochoïdal indiquent une mise en place en milieu aquatique très peu profond (Collinson et Thompson, 1989), la bioturbation monospécifique montre un effet de confinement. La coloration est caractéristique d'une pédogenèse peu évoluée (pas d'horizons intensément lessivés). Ces faciès sont attribués à des dépôts de débordements de crues (épandages de crevasses, voir : Coleman, 1969 ; Horne *et al.*, 1978 ; Bridge, 1984) mis en place dans des étendues d'eau très peu profondes en domaine palustre ou de plaine côtière marécageuse (bioturbations monospécifiques, pédogenèse limitée).

- *Répartition* : Ces faciès sont présents dans la Formation Campodarbe dans les deux bordures du bassin.

• **Silts argileux ocres à débris organiques oxydés (PCM) — PLAINE CÔTIÈRE MARÉCAGEUSE**

- *Description* : Il s'agit de silts argileux de teinte beige à ocre, sans stratification nette, présentant des niveaux à marmorisations rougeâtres. Il est possible d'y distinguer deux sous-faciès, selon que ces dépôts contiennent majoritairement des débris organiques oxydés de couleur orange en plaquettes friables ou des peuplements monospécifiques d'huîtres naines (1 à 2 cm de longueur).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Le faciès silto-argileux lui-même ne présente pas de figures d'écoulements préservées, il correspond à des décantations ou à des très bas régimes hydrodynamiques (fraction silteuse). Les auréoles rougeâtres sont attribuables à une pédogenèse peu évoluée, en domaine sous-aquatique. Le caractère monospécifique du peuplement est l'indice d'un confinement prononcé par rapport à la mer (Pemberon *et al.*, 1992). Il s'agirait de dépôts correspondant à un milieu de transition entre plaine côtière palustre (sous-faciès à débris organiques) et lagune saumâtre (sous-faciès à huîtres naines). L'interstratification des deux sous-faciès enregistre des variations du degré d'influence marine.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre à la transition entre la Formation de Belsué-Atarés et la Formation Campodarbe dans la bordure sud du bassin (son existence au nord n'est pas exclue).

• **Alternance de silts argileux et de bancs gréseux sans structure à rides d'oscillation sommitales (BFD) — PARTIE DISTALE DE FRONT DE DELTA À RÉSEAUX EN TRESSSES**

- *Description* : Il s'agit d'une alternance d'argiles gréseuses brun-ocre et de strates gréseuses pluricentimétriques à décimétriques de granulométrie variable. Les strates présentent généralement peu de structures internes (rares stratifications horizontales) et des bases érosives planes. Vers le sommet des strates apparaissent des litages de rides d'oscillation, dont la morphologie est parfois préservée sur la surface supérieure. Les bioturbations sont rares dans les faciès gréseux, verticales ou obliques (majoritairement de petits *Ophiomorpha*), les interstrates argileuses présentent une bioturbation diffuse.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'absence de structures au sein des grès n'est pas liée à une homogénéisation par la bioturbation (les sommets et les bases de bancs sont peu affectés). Le matériel mal trié non granoclassé traduit un dépôt très rapide. Les litages de rides d'oscillation observés dans la partie supérieure et au toit des bancs attestent d'un remaniement par des écoulements oscillatoires en partie inférieure du bas régime hydrodynamique. Ceux-ci ne peuvent pas être responsables de la mise en place, vu le mauvais vannage du matériel. Les caractéristiques de ce faciès suggèrent un apport par les crues sous forme d'épandages en nappes (*sheet floods*) à la sortie des zones chenalisées (Hooke, 1967 ; Nilsen, 1982), avec dépôt "instantané" de la charge en suspension à l'arrivée dans le domaine marin. La présence de ce faciès à la base de séquences de progradation évoluant vers des faciès de réseaux

fluviales en tresses a amené à l'interpréter comme un front de *fan-delta* (Holmes, 1965) ou de *braid-delta* (McPherson *et al.*, 1987, 1988). L'absence de faciès d'écoulement de débris fait préférer l'hypothèse du *braid-delta* qui sera appelé ici delta à réseaux en tresses. Ce faciès est proche des faciès distaux d'embouchure (EMD), dont il se distingue par la rareté des structures à l'intérieur des bancs, la meilleure expression des rides de vagues en sommet de banc et une plus forte argilosité des interstrates.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre localement dans les Grès de Sabiñánigo et à la base de la Formation de Belsué-atarés, dans la bordure nord du bassin exclusivement.

• **Grès à stratifications planes frustes et mégarides d'oscillation sommitales (BFP) — PARTIE PROXIMALE DE FRONT DE DELTA À RÉSEAUX EN TRESSES**

- *Description* : Il s'agit d'un faciès essentiellement gréseux, constitué de bancs pluri-décimétriques plus ou moins amalgamés de grès moyens à grossiers, présentant parfois des figures d'affouillement (*flute casts*) ou des cannelures d'érosion (*groove casts*). L'intérieur des bancs est dépourvu de structures sédimentaires, à l'exception de rares surfaces horizontales irrégulières pouvant correspondre à des amalgames. Les toits de bancs sont composés de matériel bien trié à litages entrecroisés en mamelons ou en creux (HCS et SCS) Les bioturbations sont rares et consistent en terriers verticaux de type *Ophiomorpha* et *Skolithos*.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'absence de figures sédimentaires à l'intérieur des bancs n'est pas due à la bioturbation. Elle peut s'expliquer entre autres par l'effet de la granulométrie du matériel, qui empêche l'expression de figures de bas régime hydrodynamique (rides). Les figures de sommet de banc sont typiques d'écoulements oscillatoires en partie supérieure du bas régime hydrodynamique. La combinaison de l'ichnofaciès et des figures d'oscillation indique qu'il s'agit d'un domaine marin franc peu profond soumis au déferlement de houles. Néanmoins, la granulométrie des bancs exclut une mise en place par des écoulements oscillatoires. La présence de figures d'affouillement et le caractère mal trié non granoclassé du matériel traduisent probablement une mise en place rapide de ces dépôts. Les bancs gréseux pourraient résulter du dépôt rapide de courants unidirectionnels à forte charge suspendue (rareté des figures de traction). Ils sont interprétés comme des dépôts de crues de type *sheet floods* (Hooke, 1967 ; Nilsen, 1982) mis en place sur un littoral à influences de tempêtes.

Comme pour le faciès BFD, l'association fréquente de ces faciès avec des dépôts de systèmes fluviaux à réseaux en tresses au sein de séquences de progradation amène à attribuer ces dépôts à un milieu de front de delta à réseaux en tresses. Ce faciès et le faciès BFD correspondent aux deux pôles respectivement proximal et distal du même milieu. Il existe d'ailleurs des intermédiaires entre les deux et leur distinction est assez arbitraire. La césure est faite à partir des figures oscillatoires entre la partie inférieure du bas régime hydrodynamique (rides de vagues) pour le faciès BFD et la partie supérieure (litage entrecroisé en creux) pour le faciès BFP. La description la plus proche de ce faciès est celle de Orton (1988), avec des bancs à rares plans de stratification horizontaux, présentant des surfaces de rides d'oscillation. Orton attribue ces faciès à un environnement de front de *fan-delta*, et considère que ces dépôts correspondent à des écoulements gravitaires sous-aquatiques dérivés de courants de crues. Dans le faciès BFD, aucun critère ne permet de suspecter un comportement gravitaire sous-marin (pas de granoclassement net, pas de convolutes). Le seul processus gravitaire pouvant produire de tels bancs sans structures serait l'écoulement de grains (*grain flow* : Middleton et Hampton, 1976).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre localement dans les Grès de Sabiñánigo et à la base de la Formation de Belsué-atarés, dans la bordure nord du bassin exclusivement.

• **Grès grossier et graviers arrondis à litage oblique arqué (PDT) — PLAINE DELTAÏQUE À RÉSEAUX EN TRESSES**

- *Description* : Il s'agit de grès grossiers et de petits graviers organisés en bancs amalgamés métriques à plurimétriques à bases très érosives, onduleuses mais globalement horizontales, et

présentant un litage oblique arqué de grande taille. Ce faciès est très similaire à celui de remplissage de chenaux droits (CHD) dont on ne peut le distinguer qu'à partir de critères géométriques comme la base érosive plane et une grande extension latérale (ces faciès constituent des "nappes"). Les bioturbations sont très rares, constituant des surfaces d'implantation au sommet des bancs.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les litages obliques arqués et la granulométrie indiquent sans ambiguïté des écoulements unidirectionnels en partie supérieure du bas régime hydrodynamique, voire localement à la transition vers le haut régime hydrodynamique (mégarides 3D de hauteur métrique). Ces écoulements unidirectionnels non-gravitaires en domaine non-marin caractérisent des dépôts fluviatiles. Le régime hydrodynamique assez élevé et l'absence de barres de méandres excluent une interprétation en faciès de chenaux méandriiformes. Un système en tresses devrait montrer l'alternance de deux types d'écoulements avec des litages obliques arqués correspondant aux fonds de chenaux et des litages obliques tabulaires correspondant aux barres transverses ou losangiques (Cant et Walker, 1976 ; Miall, 1977 ; Bristow et Myers, 1989). L'interprétation *a priori*, fondée uniquement sur les faciès, serait donc celle de dépôts de réseaux droits ou faiblement sinueux. Les critères géométriques, en particulier l'extension kilométrique pour une épaisseur de quelques mètres imposent que ce faciès doit tout de même être rapporté à un réseau en tresses. Cette hypothèse peut être défendue en suivant un modèle sédimentologique de Cant (1982) qui indique que dans les systèmes en tresses à écoulements épisodiques, il y a peu de différenciation topographique (zones d'écoulement très larges et très peu profondes, sans individualisation de véritables chenaux) avec formation de litages obliques arqués, et très peu de faciès de barres à litages obliques tabulaires.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre localement dans les Grès de Sabinánigo et dans les affleurements les plus septentrionaux de la Formation de Belsué-Atarés.

I.3. FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE MARÉES : ESTUAIRES ET REPLATS DE MARÉES

• Grès légèrement bioturbés à litage oblique sigmoïdal fruste (DST) — DÉPÔTS SUBTIDAU DISTAUX

- *Description* : Il s'agit d'un faciès de grès assez mal triés, présentant une stratification sigmoïdale (Mutti *et al.*, 1984) irrégulière, en faisceaux de hauteur décimétrique soulignés par de très minces feuillets argileux. Le litage est assez fruste du fait de la faible proportion d'argile (peu de contraste lithologique) et d'une bioturbation relativement importante qui déforme les surfaces sans qu'il existe de terriers bien individualisés. Ce faciès se présente sous forme de bancs métriques dont le sommet se débite en plaques lenticulaires irrégulières.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les figures sédimentaires indiquent un écoulement unidirectionnel dans la partie inférieure à moyenne du bas régime hydrodynamique, avec cependant des arrêts complets de l'écoulement marqués par des drapages argileux entre les faisceaux de lamines. Le litage sigmoïdal est caractéristique des dépôts de marées (Mutti *et al.*, 1984) de même que les drapages argileux de lamines gréseuses (Boersma, 1969 ; Visser, 1980 ; Terwindt, 1981). Du fait de l'absence de surfaces de rides caractéristiques du domaine intertidal et que les bioturbations correspondant à des traces de locomotion (déformation des surfaces) et non d'habitation (terriers verticaux), ce faciès a été attribué à un milieu subtidal.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre principalement dans les Grès de Sabinánigo, rarement dans la Formation de Belsué-Atarés.

• Grès à litage oblique sigmoïdal (BST) — BARRES SUBTIDALES

- *Description* : Il s'agit de grès relativement bien triés se présentant sous forme de bancs décimétriques à pluridécimétriques, présentant un litage oblique sigmoïdal, avec des drapages

argileux sur les faisceaux de lamines gréseuses dans la partie inférieure des bancs. On observe souvent des "doublets argileux" (*mud couplets*, Visser, 1980), individualisant des lamines gréseuses d'épaisseur centimétrique entre des faisceaux de lamines gréseuses d'épaisseur décimétrique. Les bancs présentent localement des cycles d'augmentation-diminution de la vitesse d'écoulement, qui se marquent par des successions de faisceaux de lamines épais faiblement inclinés presque dépourvus d'argiles et de faisceaux plus minces et plus inclinés avec des drapages argileux bien préservés. Les faisceaux de litage oblique sigmoïdal présentent tous la même direction à l'échelle de plusieurs bancs, les surfaces d'amalgame entre bancs sont très planes et semblent peu érosives. Ces surfaces de stratification sur lesquelles ont migré des mégarides sigmoïdes peuvent présenter un léger pendage vers l'aval du sens de courant indiqué par les litages obliques. Les bioturbations sont très rares.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La stratification met en évidence une succession d'écoulements unidirectionnels dans la partie moyenne du bas régime hydrodynamique, présentant toujours le même sens d'écoulement (succession de bancs à litage oblique sigmoïdal univoque). À l'échelle de chaque banc, les litages montrent une alternance à très haute fréquence d'écoulements unidirectionnels et de périodes de décantation (drapages argileux) et une cyclicité à plus basse fréquence d'augmentation-diminution de la vitesse moyenne d'écoulement. Ce faciès peut être attribué avec certitude à une hydrodynamique tidale avec de nombreux critères caractéristiques : le litage sigmoïdal (Mutti *et al.*, 1984), les doublets argileux liés à l'alternance "haute fréquence" d'écoulements de marées et de décantations d'étales (Visser, 1980) et les cycles "basse fréquence" de variation de vitesse d'écoulement liés à la cyclicité vives-eaux / mortes-eaux (Boersma, 1969 ; Terwindt, 1981). Le caractère univoque de l'écoulement à l'échelle de plusieurs bancs et l'absence d'influence de crues indiquent que ces faciès correspondent à des corps sédimentaires purement tidaux relativement pérennes, en domaine subtidal ou intertidal inférieur (présence de doublets argileux). Ce faciès est ici appelé barre subtidale (au sens large), il peut correspondre à plusieurs milieux, comme un delta tidal de flot ou de jusant associé à une passe, ou un dépôt d'embouchure de gros chenal tidal. Ne s'agissant apparemment pas d'un contexte macro-tidal (au sens de Davies, 1972), la présence de formes géantes tend à confirmer que ce type de faciès correspond au domaine intertidal inférieur ou subtidal (Clifton, 1982, 1983).

De tels types dépôts à litage oblique sigmoïdal unidirectionnel et stratification tabulaire ont été fréquemment décrits dans les séries anciennes et attribués à différents types de corps tidaux : barre estuarienne (Crumeyroille et Marianne, 1990), remplissage de chenal tidal (Yang et Nio, 1985 ; Houthuys et Gullentops, 1988), delta tidal (delta de flot : Boersma, 1991) *sandwaves* subtidaux (Lejay, 1991). Le véritable milieu de sédimentation ne peut généralement être déterminé que sur la base de critères géométriques.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabinánigo et dans les bancs gréseux de la partie inférieure des Marnes d'Arguis (synclinal de Nocito et anticlinal de Lúsera).

• **Grès à litage oblique arqué et drapages argileux — (DET) — CHAMPS DE DUNES ESTUARIENNES**

- *Description* : Il s'agit de grès moyens à grossiers assez mal triés à stratification fruste en auges (surfaces d'amalgames onduleuses) présentant des alternances pluridécimétriques de faisceaux de litage oblique arqué pur et de faisceaux de litage oblique arqué à drapages argileux et faisceaux sigmoïdes. Le taux d'amalgame entre les deux types de faciès est très élevé. Les niveaux présentant des drapages argileux sont relativement riches en débris d'huîtres et en galets mous, qui se concentrent au fond des auges. Sur les surfaces d'auges préservées sous les décantations argileuses, on observe systématiquement des trains de rides de courant (et plus rarement d'oscillation) disposées en éventail, ainsi que des concentrations de galets mous et de débris d'huîtres. Les bioturbations sont peu nombreuses (*Ophiomorpha Skolithos*, *Diplocratérion*) et implantées au niveau des surfaces d'auges à drapages argileux.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Les figures sédimentaires montrent une alternance d'écoulements unidirectionnels continus (litage oblique arqué pur) et d'écoulements unidirectionnels discontinus (litage oblique arqué à drapages argileux). Les deux types

d'écoulements se placent à la transition vers le haut régime hydrodynamique. La stratification générale rappelle le faciès d'embouchure proximal (EMP), et de fait, les niveaux à litage oblique arqué pur pourraient être assimilés au faciès EMP. Les niveaux à drapages argileux et à débris de coquilles suggèrent une hydrodynamique tidale, en particulier par la présence fréquente de faisceaux de lamines de forme sigmoïde. Ce faciès attribué à une alternance de dépôts d'embouchure proximale et de dépôts tidaux haute énergie est interprété comme correspondant à un milieu estuarien. La présence de formes de grande taille (grand litage oblique arqué de mégarides 3D) est considérée par Clifton (1983) comme caractéristique du domaine subtidal à intertidal inférieur. Homewood et Allen (1981) ont décrit dans la Molasse Suisse des faciès à litages oblique arqué dont les auges présentaient des drapages argileux et des surfaces de rides de courant ou d'oscillation. Ils attribuent également ce faciès à un environnement subtidal à intertidal inférieur.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñánigo et dans les bancs gréseux de la partie inférieure orientale des Marnes d'Arguis (région est de Lúsera).

• **Grès bien trié à surfaces de rides symétriques et interférentes (RMS) — REPLATS DE MARÉES SABLEUX**

- *Description* : Ce faciès est très proche du faciès de replat intertidal à épandages de crues (RSC). Il consiste en une alternance d'argiles, réduites à des joints millimétriques, et de strates gréseuses pluricentimétriques, présentant des surfaces de rides variées : rides symétriques trochoïdales parfois bifurquées et écrêtées, linguoïdes, interférentes houles-courants. Les bioturbations sont nombreuses (*Skolithos*, *Monocraterion*, *Diplocraterion*). La distinction entre ce faciès et celui de replat intertidal à épandages de crues peut être faite par la granulométrie, plus faible et avec un meilleur tri dans ce faciès que dans le faciès RSC, ainsi que par la stratonomie : les bancs présentent une moins grande variabilité d'épaisseur et sont presque systématiquement drapés d'un lit argileux.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : L'alternance de strates gréseuses et de drapages argileux est le témoin d'écoulements discontinus. La préservation des surfaces de rides indique une basse vitesse d'écoulement, en partie inférieure du bas régime hydrodynamique. Le bon tri granulométrique et les rides d'oscillation indiquent un effet d'écoulements oscillatoires, néanmoins les rides d'interférence houles-courants et les rides linguoïdes attestent d'un transport par des écoulements unidirectionnels. Le milieu de dépôt est le même que pour le faciès RSC (mêmes types de figures de toits de bancs et mêmes types de bioturbations), il s'agit d'un environnement de replat sableux très peu profond. En revanche, le mode de mise en place des grès est différent. La stratification fine et régulière évoque une cyclicité d'origine tidale. Le meilleur tri des grains et la granulométrie plus faible vont également dans le sens d'une mise en place par les marées (Clifton, 1982, 1983). Ce faciès est attribué à un replat sableux de marées (*tidal sand flat* : Reineck, 1972 ; Reineck et Singh, 1980 ; Weimer *et al.*, 1982 ; Dalrymple, 1992).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre dans les Grès de Sabiñánigo, dans les bancs gréseux de la partie inférieure orientale des Marnes d'Arguis, et localement dans la Formation de Belsué-Atarés.

• **Argiles brunes à litage lenticulaire et bancs de grès à sigmoïdes (RMA) — REPLAT DE MARÉES ARGILEUX.**

- *Description* : Il s'agit d'une alternance d'argiles brunâtres à petits débris végétaux et coquilles de petits gastéropodes et de strates centimétriques discontinues de grès fins à moyens à litage de rides de courant. L'ensemble montre une stratification lenticulaire (*lenticular bedding* : Reineck et Wunderlich, 1968). Ces faciès présentent localement des lentilles d'épaisseur décimétrique et d'extension métrique à sommet plat et base érosive, composées de grès à litage oblique sigmoïdal.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Ce faciès montre une large prédominance de périodes de décantation (argiles brunes) avec épisodiquement des écoulements unidirectionnels

discontinus en bas régime hydrodynamique (lentilles gréseuses à litage oblique sigmoïdal). Les petites strates à litage lenticulaire étant constituées de matériel assez mal trié, elles ne sont probablement pas mises en place par un écoulement oscillatoire. Ce faciès est interprété comme représentant des dépôts de replat de marées argileux (*tidal mud flat* Reineck, 1972 ; Dalrymple, 1982 ; Weimer *et al.*, 1982). Les lentilles de grès à sigmoïdes sont attribuées à des remplissages de petits chenaux tidaux, les strates de grès à litage lenticulaire correspondraient aux dépôts de grandes vives eaux (maximum de régime hydrodynamique et d'extension pour les marées), ou à des débordements distaux de crues. Les argiles à débris organiques sont attribuables à un environnement de marais maritime de type *slikke*.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre essentiellement dans les Grès de Sabiñánigo.

I.4. FACIÈS D'ENVIRONNEMENTS MARINS RESTREINTS : LAGUNES ET BAIES INTERDISTRIBUTAIRES

• Argiles gréseuses grumeleuses à bioclastes et grands terriers (BIP) — BAIE INTERDISTRIBUTAIRE PROXIMALE

- *Description* : Il s'agit d'un faciès très mal trié d'argiles gréseuses beiges complètement homogénéisées par la bioturbation. Les bioclastes cassés ou entiers (majoritairement lamellibranches et gastéropodes) sont nombreux, ainsi que les fragments oxydés de matière organique. Ce faciès est en outre caractérisé par de gros terriers tortueux et ramifiés dont le diamètre peut atteindre deux centimètres.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La bioturbation a détruit toutes les figures sédimentaires primaires. Le fort pourcentage d'argile indique des périodes de décantation, alors que les sables disséminés sont les témoins d'écoulements épisodiques. L'abondance de bioclastes et de bioturbations indique un milieu marin. Le taux de bioturbation élevé mais associé à un peuplement oligospécifique montre qu'il s'agissait d'un milieu confiné (Pemberton *et al.*, 1992), probablement protégé des houles permanentes, ce que confirme la présence des gros terriers tortueux et ramifiés, pouvant correspondre à des *Ophiomorpha* ou *Thalassinoïdes* particuliers d'une association *Glossifungites* (Seilacher, 1978 ; Pemberton *et al.*, 1992). La fraction gréseuse serait dans ce cas apportée par les crues, éventuellement par des débordements de tempêtes si la zone se trouve protégée en arrière d'une barrière. Ce milieu peu profond protégé de l'action des houles et soumis à l'influence des crues est interprété comme une baie interdistributaire. Les grès argileux bioturbés à coquilles sont une association fréquemment observée dans les dépôts de baies du delta du Mississippi (Reineck et Singh, 1980 ; Coleman et Prior, 1982).

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre essentiellement dans les Grès de Sabiñánigo.

• Argiles versicolores finement laminées à bancs de grès bioturbés (BID) — BAIE INTERDISTRIBUTAIRE DISTALE

- *Description* : Il s'agit d'un faciès majoritairement argileux, présentant localement des bancs de grès décimétriques. Les argiles ont un aspect versicolore (gris, brun, violacé), elles présentent des laminations très fines (infra-millimétriques) parfaitement préservées avec une bioturbation oligospécifique de petits terriers horizontaux (indéterminés) et verticaux (*Trichichnus* ?). Les bancs de grès, parfois granodécroissants sont composés de matériel assez mal trié et sont complètement bioturbés.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Comme pour le faciès précédent (BIP), les processus de décantation sont dominants avec des occurrences épisodiques d'écoulements unidirectionnels possiblement d'origine gravitaire (la nature des grès exclut un vannage par une hydrodynamique oscillatoire). Le taux de bioturbation des bancs ne permet pas de trancher entre une hydrodynamique de courants tractifs ou gravitaires. L'absence de faciès de houles permanentes ou de tempêtes et la rareté des écoulements unidirectionnels suggère un milieu

relativement éloigné de la ligne de rivage. La fine lamination dans les argiles est probablement le fruit de variations de la charge en suspension (Collinson et Thompson, 1989). Le caractère oligospécifique de la bioturbation et l'aspect versicolore suggèrent des conditions océanographiques anormales (Pemberton *et al.*, 1992). Ce faciès est interprété comme correspondant à un milieu marin restreint profond de baie interdistributaire distale. Le contraste de bioturbation entre les argiles et les bancs gréseux pourrait s'expliquer par le fait que les crues apportent des nutriments et de l'eau chargée en oxygène, autorisant le développement d'une faune benthique juste après le dépôt des grès.

L'alternance de bancs de crues et de dépôts très fins d'environnements restreints est caractéristique des baies interdistributaires (Elliott, 1974 ; Coleman et Prior, 1982). Ces auteurs ont d'ailleurs décrit des alternances infra-millimétriques de silts et d'argiles à passées gréseuses bioturbées dans les dépôts de baies interdistributaires du Mississippi, qui paraissent assez semblables au faciès étudié ici. Pour Elliott (1974, 1986), les parties distales de baies peuvent contenir des petits dépôts gravitaires dérivés de débordements de crues "dévalant" les levées sous-aquatiques. Ceci expliquerait l'occurrence de bancs granoclassés.

- *Répartition* : Ce faciès se rencontre essentiellement dans les Grès de Sabiñánigo.

• **Argiles gréseuses à huîtres (PCL) — PLAINE CÔTIÈRE LAGUNAIRE**

- *Description* : Ces faciès sont constitués d'argiles gréseuses grisâtres à verdâtres sans stratification bien exprimée, probablement du fait d'une intense bioturbation. Les argiles gréseuses contiennent un peuplement monospécifique d'huîtres d'assez grandes dimensions, constituant parfois de véritables "biohermes". Elles contiennent également quelques niveaux pluridécimétriques de grès grossiers à litage oblique sigmoïdal. Ces bancs ont des bases érosives et présentent parfois à leur toit des rides symétriques trochoïdales.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Le mélange d'argiles et de grès indique l'alternance de périodes de décantation et de périodes d'écoulements se situant probablement dans la partie inférieure du bas régime hydrodynamique. Les bancs à litage sigmoïdal sont attribués à une dynamique de marées (mutti *et al.*, 1984). Les rides symétriques trochoïdales correspondent à une hydrodynamique oscillatoire en partie inférieure du bas régime hydrodynamique exprimée en milieu peu profond (Collinson et Thompson, 1989). Le caractère monospécifique du peuplement indique un confinement du milieu. Les bancs à litage sigmoïdal correspondent à des dépôts tidaux de contexte microtidal (très faible développement de ces faciès). Les éléments sableux disséminés dans les marnes sont relativement grossiers et évoquent plus une origine de crues (ou de marées) qu'une origine de houles. Ce faciès est attribué à un milieu de lagune très peu profonde, loin des zones distributaires du fait de la rareté des véritables faciès d'épandages de crues.

- *Répartition* : Ce faciès est limité à la transition entre la Formation de Belsué-Atarés et la Formation Campdarbe dans certaines zones de la bordure sud du bassin.

I.5. LES FACIÈS D'ENVIRONNEMENTS MARINS OUVERTS : MILIEUX À DÉCANTATIONS ET ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES

• **Marnes gréseuses bioturbées à foraminifères (MGF) — OFFSHORE INFÉRIEUR**

- *Description* : Ce faciès est constitué de marnes grises riches en silts et en sables fins. Aucun litage n'est exprimé du fait d'une totale homogénéisation par la bioturbation. Quelques terriers tortueux, obliques ou horizontaux (*planolites*) sont soulignés par des concentrations de sable ou de foraminifères. Il existe une stratification grossière en bancs pluri-décimétriques à bases et sommets peu nets, l'expression des bancs n'est claire que sur les affleurements altérés, par l'effet de variations de sablosité. Ces faciès peuvent se développer sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, avec localement des niveaux à concentrations de petits foraminifères (nummulites de tailles variées, discocyclines et de rares operculines).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Malgré l'absence de figures sédimentaires préservées, l'existence d'une fraction terrigène "grossière" induisant des contrastes lithologiques suggère qu'il existait des apports épisodiques, dans un milieu où prédominait la décantation. La bioturbation abondante et diversifiée, et surtout la présence de foraminifères indiquent un environnement marin franc. Le type de bioturbations et l'absence de *slumps* excluent un environnement de pente. Ce faciès est interprété comme correspondant à un environnement de plate-forme externe. La texture montrée par les accumulations de foraminifères n'est souvent pas compatible avec des assemblages autochtones ou para-autochtones tel que les a décrits Aigner (1985a). Les accumulations de foraminifères en partie allochtones, et la fraction de silts et de sables pourraient résulter de remaniements par les tempêtes. Ces dépôts se seraient effectués au niveau de la limite d'action des vagues de tempêtes, soit à la limite entre *offshore* supérieur et inférieur.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans la partie supérieure des Marnes d'Arro-Fiscal, la partie médiane des Grès de Sabiñánigo, les Marnes de Pamplona et les Marnes d'Arguis.

• **Grès marneux bioturbés (GMB) — TRANSITION OFFSHORE-PRODELTA**

- *Description* : Ce faciès est proche du faciès MGF, auquel il est fréquemment associé dans des séquences sablo-croissantes. Il s'en distingue par une fraction gréseuse plus forte, la rareté des foraminifères, une stratification mieux exprimée et une plus grande diversité de terriers (grands terriers tortueux et ramifiés, petits terriers de type *Trichichnus* ou *Chondrites*, remplis d'une fraction fine). Les structures sédimentaires primaires ont été entièrement détruites par une bioturbation intense. Les petits débris de matière organique sont relativement fréquents. Les bancs (décimétriques) sont limités par des surfaces plus nettes que dans le faciès précédent et qui pourraient avoir été à l'origine de nature légèrement érosive (bonne continuité latérale, contraste de lithologies).

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Aucune figure de courant n'est préservée. La fraction gréseuse et l'organisation en bancs témoignent de l'occurrence d'écoulements au sein d'un milieu dominé par la décantation. Le type de bioturbations et la présence de foraminifères montre qu'il s'agit d'un milieu marin ouvert. L'augmentation de la fraction gréseuse par rapport au faciès MGF suggère un environnement plus proximal. La granulométrie relativement forte de la fraction sableuse (sable fin, parfois moyen) dans un domaine distal exclut une hydrodynamique de houles. D'autre part, la préservation de petits débris de lignite suggère un apport épisodique par des crues ou des petits écoulements gravitaires. Ce faciès est interprété comme un intermédiaire entre le domaine d'*offshore* inférieur et le domaine de prodelta.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent dans la partie supérieure des Marnes d'Arro-Fiscal, la partie médiane des Grès de Sabiñánigo, les Marnes de Pamplona et les Marnes d'Arguis.

• **Grès marneux bioturbés à bioclastes (GBB) — TRANSITION OFFSHORE - PRODELTA EN SYSTÈME MIXTE SILICOLAСТИQUE ET CARBONATÉ**

- *Description* : Il s'agit de grès marneux intensément bioturbés à stratification horizontale fruste, sans litage préservé, similaires au faciès GMB. Ils se caractérisent par une fraction bioclastique importante constituée de grands foraminifères, d'oursins souvent entiers et de lamellibranches entiers ou cassés. Certains organismes correspondent probablement à une faune autochtone (oursins et petits lamellibranches entiers), en revanche, une partie de la faune indique un remaniement (lamellibranches cassés). Les bioturbations bien exprimées sont des terriers horizontaux ramifiés (*Thalassinoïdes* ?) et des grands terriers tortueux obliques.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Des écoulements sont nécessaires pour apporter les grès et les bioclastes cassés. L'absence de structures primaires ne permet pas d'établir le type d'hydrodynamique. Les bioturbations et la nature de la faune montrent qu'il s'agit d'un milieu marin franc. La nature du matériel indique que ce milieu était soumis à des écoulements épisodiques, mobilisant à la fois ou alternativement des sables silicoclastiques et bioclastiques.

Ce faciès correspond à un milieu de plate-forme interne, soumis soit à l'influence des tempêtes, soit à l'influences de crues distales, (et éventuellement des deux), à la transition entre *offshore* inférieur et *offshore* supérieur ou prodelta.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent exclusivement dans les Marnes d'Arguis.

• **Grès massifs bien triés sans structures (DMD) — DÉPÔTS DE MASSE DE FRONT DE DELTA (ÉCOULEMENTS DE GRAINS ?)**

- *Description* : Ces faciès se présentent sous forme de bancs de grès massifs isolés au sein de faciès d'*offshore* inférieur (MGF ou GMB). Ces bancs homogènes d'épaisseur métrique présentent une base érosive concave vers le haut avec parfois des "lames" verticales larges de quelques millimètres et hautes de un centimètre indentées dans les marnes sous-jacentes. Le sommet des bancs est horizontal. Aucune figure sédimentaire n'y est exprimée. Les bancs contiennent des anneaux concentriques attribuables à l'altération (anneaux de liesegang), mais qui localement évoquent des structures d'échappement d'eau en assiettes (*dish structures*). Il existe parfois une concentration de galets argileux en sommet de banc.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : Il n'existe aucune figure sédimentaire permettant de diagnostiquer un type d'écoulement. Le caractère érosif à la base des bancs montre un écoulement initial en haut régime hydrodynamique. Les figures rappelant les *dish structures* vont dans le sens d'un dépôt gravitaire, néanmoins elle peuvent résulter d'un artéfact diagénétique. Les "lames" verticales pourraient correspondre à des "injections" de grès dans les marnes lors du dépôt. Les arguments permettant d'établir une hypothèse sont : (1) la concentration de galets argileux en sommet de banc, phénomène déjà observé dans les dépôts gravitaires (C. Cazzola, comm. pers.), et (2) l'interstratification de ces bancs dans des faciès distaux de type MGF ou GMB, suggérant une mise en place dans un environnement situé hors de l'action des tempêtes ou des crues. Des arguments géométriques contribuent à attribuer ce faciès à des dépôts gravitaires peu profonds, liés à des glissements en masse de dépôts de front de delta, impliquant possiblement un processus d'écoulement de grains (*grain flows* ; Middleton et Hampton, 1976).

Ce type de faciès ne semble pas avoir déjà été décrit formellement dans des séries anciennes. Il existe une assez bonne analogie avec la description schématique de Middleton et Hampton (1976) pour qui les caractéristiques des dépôts d'écoulements de grains sont : un caractère massif non granoclassé, un sommet plat, et des structures d'injection en base de banc. Le caractère de grès massif sans structure de ce type de dépôt est également souligné par Pickering *et al.* (1986) ainsi que par Collinson et Thompson (1989) pour qui le caractère sans structure peut aussi résulter de "*fluidized flows*". Selon Einsele (1991), ce type d'écoulement se produit pour des pentes supérieures à 18°, et le transport ne peut avoir lieu que sur une faible distance. Cependant, plusieurs auteurs considèrent que les écoulements de grains ne peuvent générer que des strates centimétriques (Lowe, 1976 ; Hein, 1982). Pour Pickering *et al.* (1989), les masses de grès sans structures sont le produit de dépôts en masse lors d'un ralentissement rapide d'un écoulement gravitaire à très haute densité.

- *Répartition* : Ces faciès se rencontrent très localement au sein des marnes d'Arguis dans le synclinal de Belsué.

• **Marnes gréseuses à blocs de grès (EDM) — ÉCOULEMENTS DE DÉBRIS SOUS-MARINS**

- *Description* : Ce faciès est constitué de fragments anguleux de bancs de grès et de fragments arrondis de grès marneux, non jointifs, emballés dans une matrice marneuse. Ces faciès se placent en remplissage de chenaux d'érosion (*gullies*) de hauteur métrique et de largeur plurimétrique, incisés dans des faciès d'*offshore* inférieur ou de prodelta. Ces "remplissages de chenaux" sont scellés par des dépôts littoraux progradants d'embouchure ou d'avant-plage.

- *Interprétation du milieu de dépôt* : La taille des éléments figurés, leur caractère non jointif et la nature marneuse de la matrice suggèrent un écoulement gravitaire de type écoulement de débris (*debris flow* : Middleton et Hampton, 1976 ; Reineck et Singh, 1980). Ces faciès sont

attribués à des coulées boueuses sous-marines. Elles ne correspondent pas au même type de processus que le faciès GMD. En effet ce dernier correspond à la resédimentation d'un matériel sableux (*i.e.* non consolidé) propre. Les blocs contenus dans le faciès EDM sont des blocs de grès, dans lesquels les stratifications sont visibles. Ces blocs sont dispersés dans la matrice de marnes gréseuses. Il s'agit donc d'une remobilisation de matériel déjà lithifié.

- *Répartition* : Ces faciès se limitent à la partie inférieure des marnes d'Arguis dans le secteur de Lúsera.

I.6. CONCLUSION

L'étude des faciès a permis de dégager les principales caractéristiques sédimentologiques de la partie orientale du bassin de Jaca au cours de l'Éocène supérieur:

Sur l'intervalle de temps étudié, la totalité des faciès reflète des environnements de dépôt peu profonds, n'excédant pratiquement jamais la cinquantaine de mètres. Ces environnements s'échelonnent du plus distal au plus proximal entre un domaine marin de plate-forme externe et un domaine de plaine alluviale.

Les faciès sédimentaires sont pour leur large majorité silicoclastiques, les dépôts carbonatés n'étant que sporadiques, présents uniquement dans la bordure sud du bassin.

Au sein des faciès silicoclastiques, on peut identifier l'influence de trois phénomènes naturels majeurs : les crues, les houles et les marées. L'existence de sédiments d'origine éolienne n'a pas été attestée.

Les dépôts dominés par une hydrodynamique de houles montrent une très faible influence de houles permanentes, et une assez basse énergie de tempêtes. Ceci indique une restriction paléogéographique du bassin de Jaca par rapport au domaine océanique du proto-Atlantique.

La présence de dépôts tidaux atteste l'existence de marées dans le bassin de Jaca. Néanmoins, ces dépôts ne sont bien développés que très localement, indiquant un régime micro- à mésotidal.

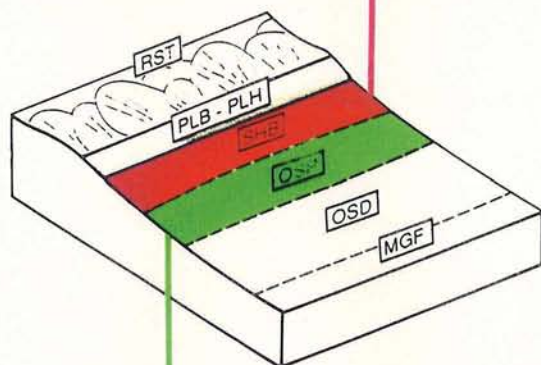
Les dépôts de crues constituent la majorité des faciès gréseux y compris en domaine marin littoral. Les systèmes littoraux du bassin de Jaca étaient donc majoritairement contrôlés par l'hydrodynamique fluviale.



Photo 1 : Avant-plage (= *shoreface*) basse énergie (Faciès SHB).

Grès fin à litage entrecroisé en creux (*swaley cross-stratification*) avec ici une mégaride de défilement (ou *lunate megaripple*) préservée entre deux faisceaux.

Coupe du Barranco de Gabardue



**FACIÈS DOMINÉS PAR
L'HYDRODYNAMIQUE
DE HOULES**

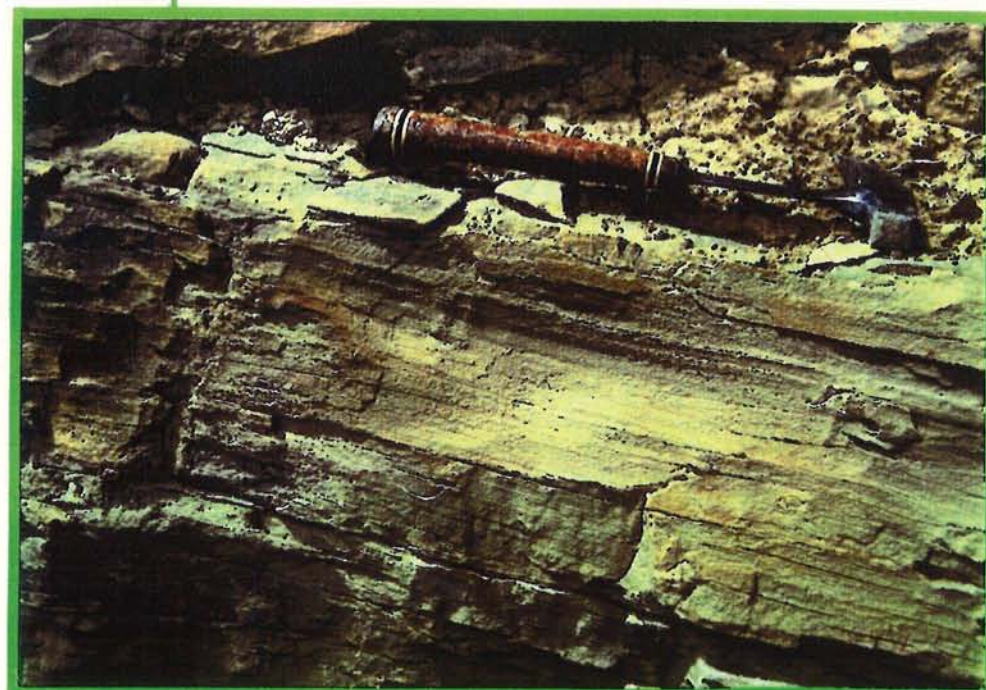


Photo 2 : Offshore supérieur proximal (faciès OSP).

Banc de silt à litage entrecroisé en mamelons (*hummocky cross-stratification*) intercalé dans des faciès argileux.

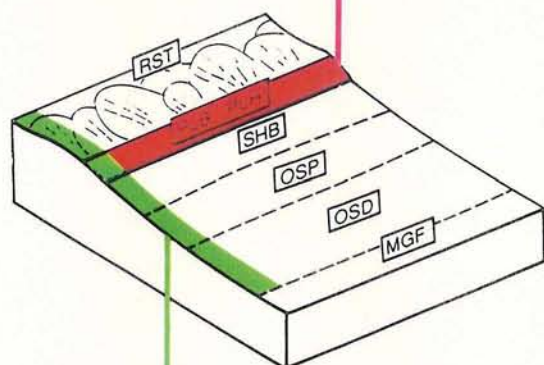
Coupe de El Mullón



Photo 3 : Plage (Faciès PLB).

Grès fin à moyen à litage de faible angle

Coupe de *El Mullón*



**FACIÈS DOMINÉS PAR
L'HYDRODYNAMIQUE
DE HOULES**

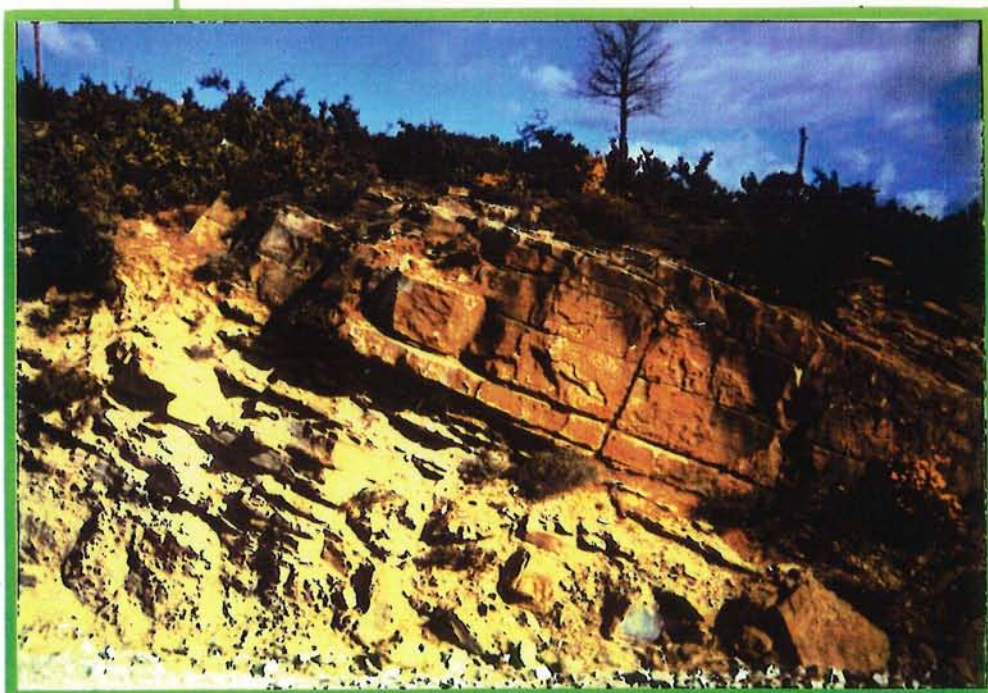


Photo 4 : Séquence de progradation de littoral à faible énergie de houles permanentes depuis *Off-shore* supérieur distal (OSD) en bas à gauche, jusqu'au faciès de replat sableux à débordements de tempêtes (RST) tout à fait à droite. La plage est ici en faciès PLH à lits plans parallèles.

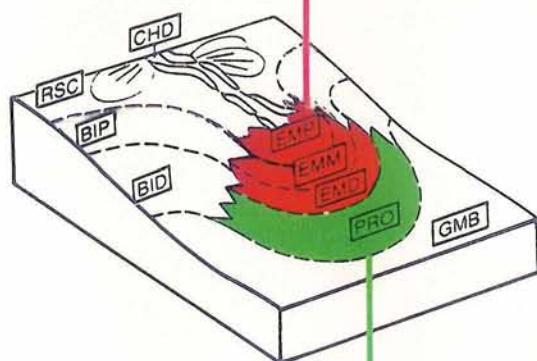
Coupe de *El Mullón*



Photo 5 : Embouchure médiane à proximale (faciès EMM à EMP)

Bancs de grès moyens à litage oblique tabulaire et litage oblique arqué. Remarquer le plus fort taux d'amalgame dans les faciès plus proximaux au milieu de la photo.

Coupe du *Barranco de Pardinalla*



**FACIÈS DOMINÉS PAR
L'HYDRODYNAMIQUE
DE CRUES**



Photo 6 : Prodelta (Faciès PRO).

Alternance de lits de grès très fins granoclassés et de silt argileux. Les niveaux de matériel plus grossier (flèches) sont attribués à des dépôts de courants de crues.

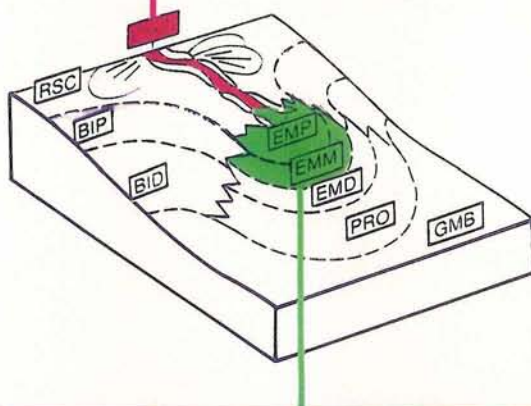
Coupe du *Barranco de Gabardue*



Photo 7 : Remplissage de distribuaire (faciès CHD).

Grès très grossier à litage oblique arqué. Noter la présence d'huîtres (sous le cache-objectif).

Coupe de *Lisera*.



FACIÈS DOMINÉS PAR L'HYDRODYNAMIQUE DE CRUES

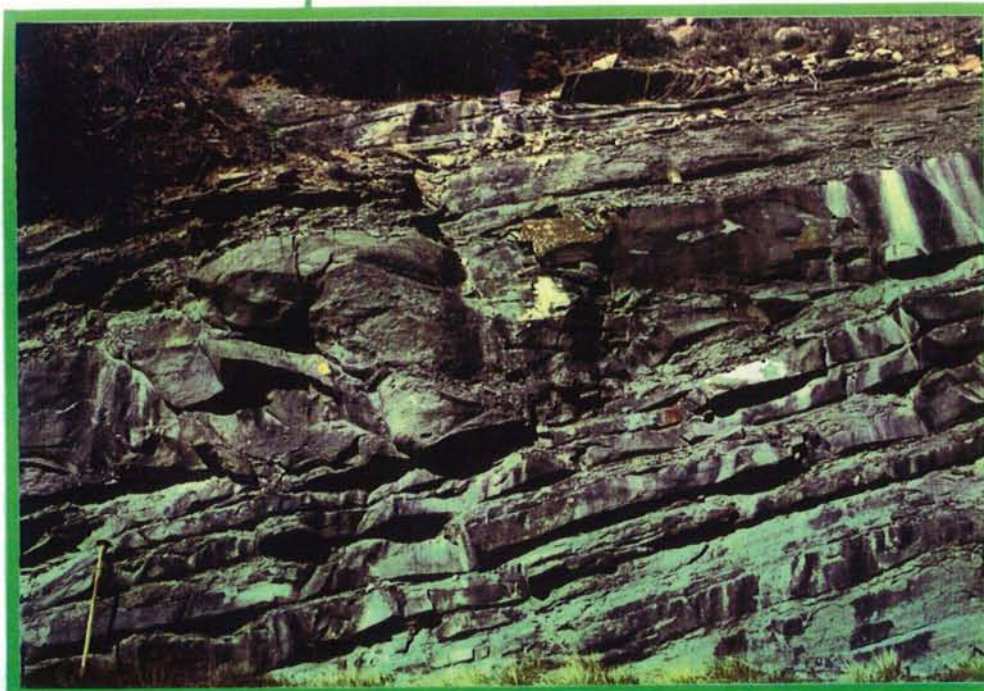
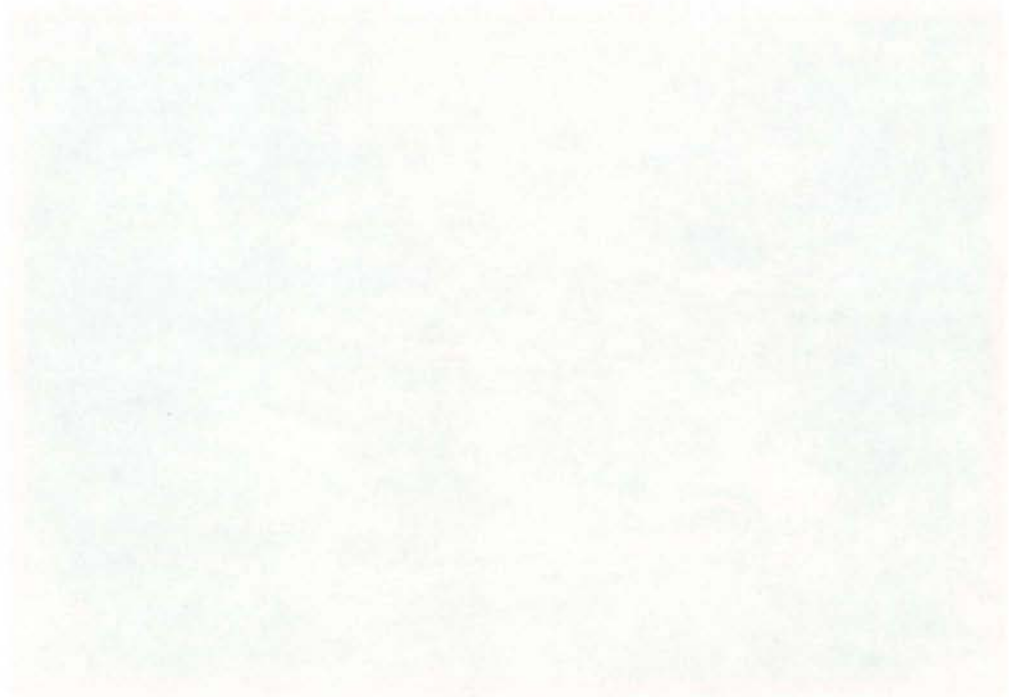


Photo 8 : Séquence de progradation de barre d'embouchure (faciès médian EMM à la base, proximal EMP au sommet) entaillée par un petit distribuaire.

Le distribuaire est très étroit, ce qui est caractéristique des réseaux à faible sinuosité. La surface sommitale qui tronque le remplissage de distribuaire et les dépôts d'embouchure est une surface de ravinement.

Route d'Arguis au tunnel de Manzanera.

The first step in the
 development of a
 program is to
 determine the
 objectives of the
 program. This
 involves a
 thorough
 analysis of the
 problem to be
 solved.



THE FIRST STEP IN THE
 DEVELOPMENT OF A
 PROGRAM



The second step in the
 development of a
 program is to
 design the
 algorithm. This
 involves
 determining the
 sequence of
 operations that
 will solve the
 problem. The
 algorithm should
 be clear and
 concise, and it
 should be easy
 to implement.

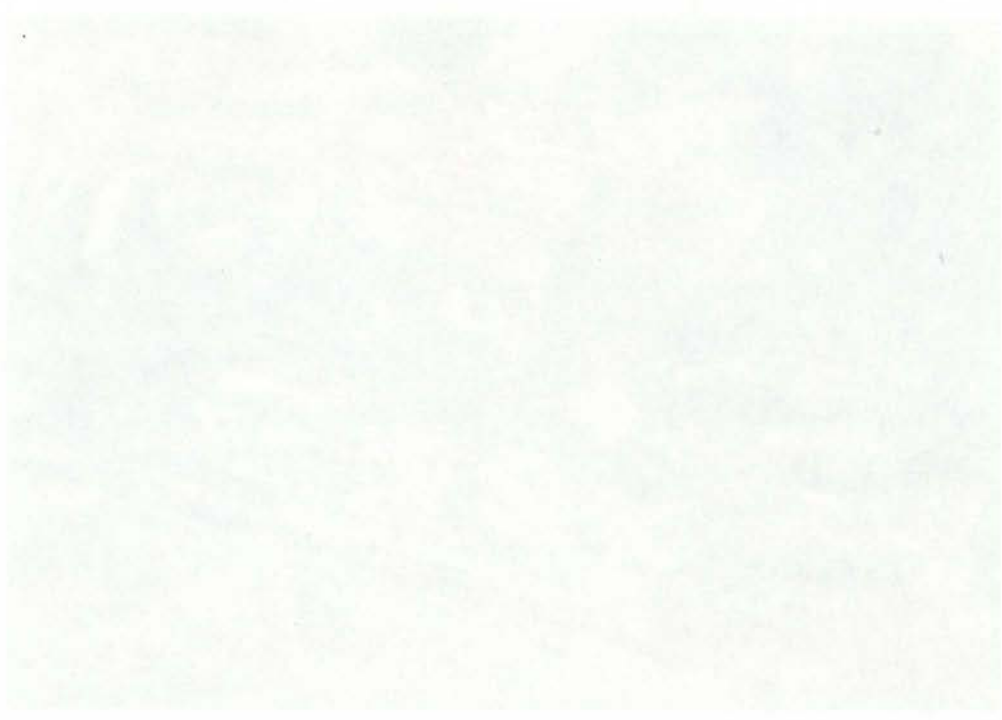
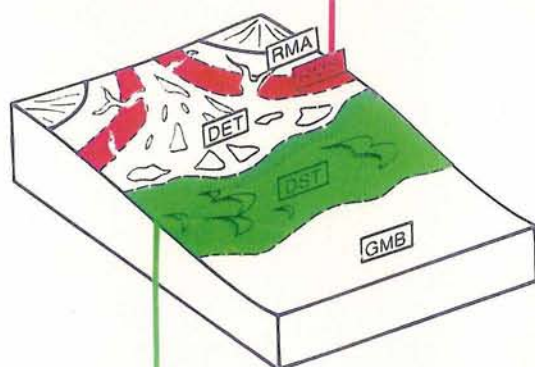




Photo 9 : Replat de marées sableux (faciès RMS).

Surface de banc à rides d'oscillation trochoïdales (dites rides de clapot). Noter la bifurcation caractéristique, ainsi que le caractère localement écriêté suggérant un milieu intertidal.

Coupe de *Yebra de Basa*



**FACIÈS DOMINÉS PAR
L'HYDRODYNAMIQUE
DE MARÉES**



Photo 10 : Petite dune hydraulique subtidale (faciès DST).

Remarquer les doubles argileux préservés au pied des faisceaux dans la partie centrale (critère de milieu subtidal), ainsi que la diminution d'épaisseur des faisceaux vers la droite, indiquant une évolution des vives-eaux vers les mortes-eaux.

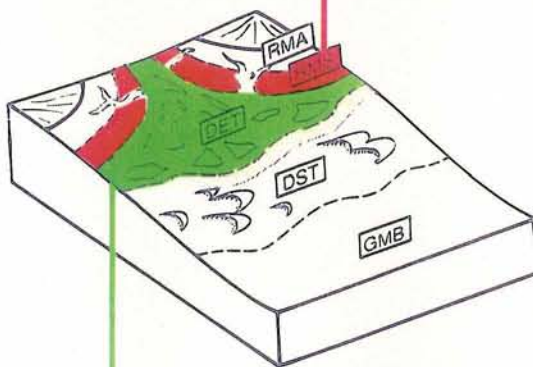
Piste de *Yebra de Basa* aux ermitages de *Santa Orosia*.



Photo 11 : Replat de marées sableux (faciès RMS).

Surface de banc à rides interférentes typiques d'un environnement de replat de marées.

Coupe de *Yebra de Basa*



FACIÈS DOMINÉS PAR L'HYDRODYNAMIQUE DE MARÉES

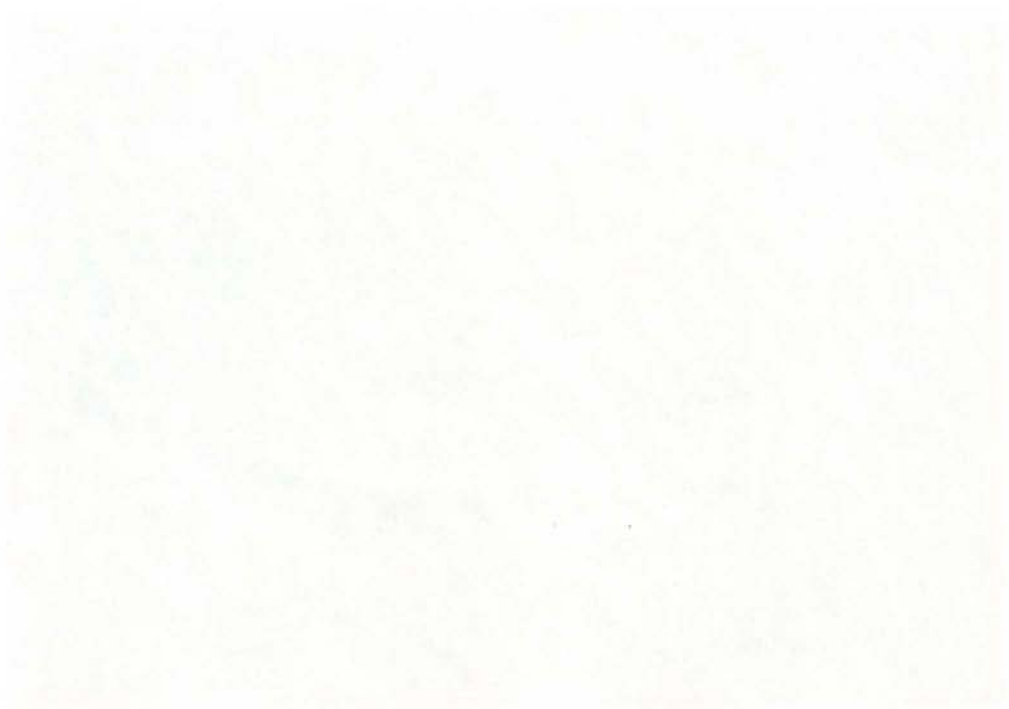


Photo 12 : Champ de dunes estuariennes (faciès DET).

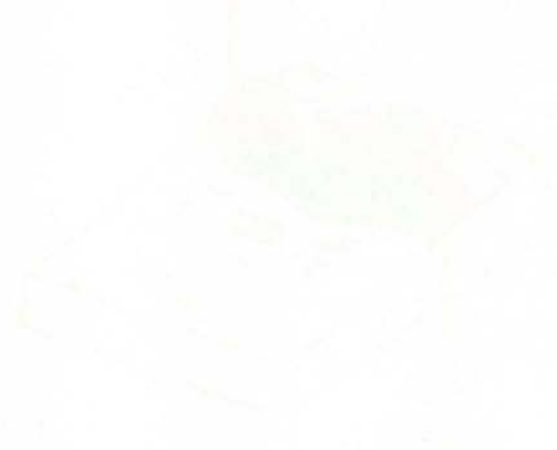
Ce faciès est caractérisé par un litage oblique arqué à drapages argileux, qui permet la préservation des surfaces de fonds d'auges. Celles-ci présentent généralement des concentrations de bioclastes et de galets argileux, ainsi que des trains de rides en éventails.

Coupe de *Yebra de Basa*

Faint, illegible text on the left side of the page, possibly bleed-through from the reverse side.



Faint text within a rectangular border, possibly a title or a section header.



Faint, illegible text on the left side of the lower half of the page, possibly bleed-through.

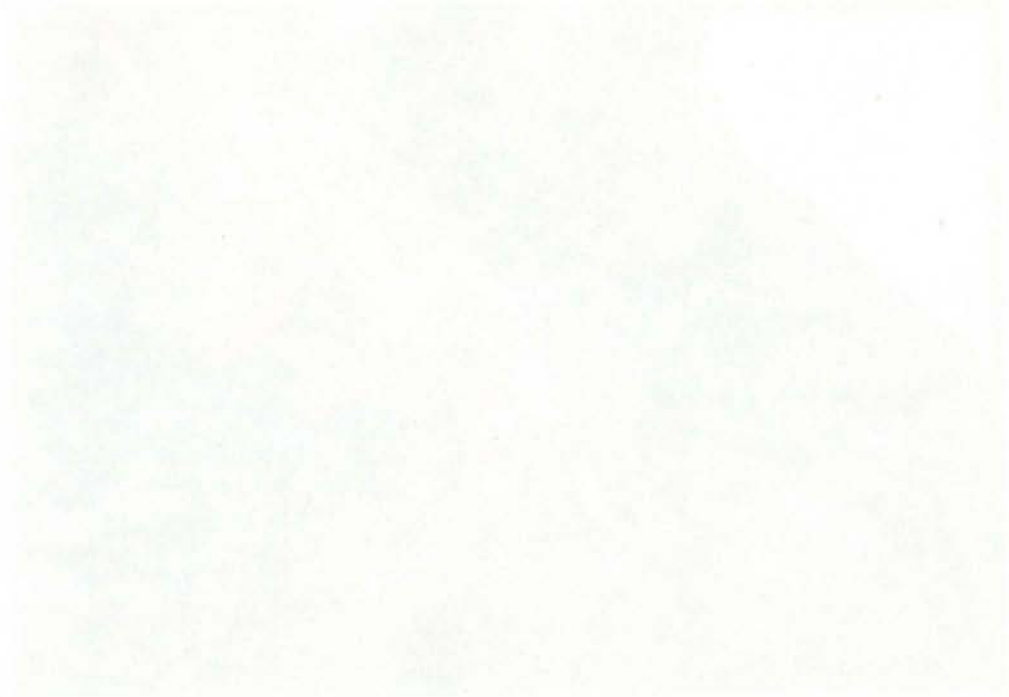




Photo 13 : Petite séquence de progradation de front de delta à réseaux en tresses (faciès BFD à PFP).

Bancs tabulaires de grès moyens à liage horizontal fruste. Les bancs plus minces à la base correspondent au faciès distal. Le banc plus épais de faciès proximal présente à son sommet des remaniements de houles de tempêtes.

Coupe du *Barranco de las Gargantas*.

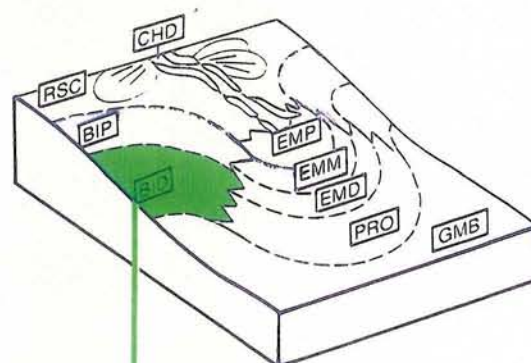
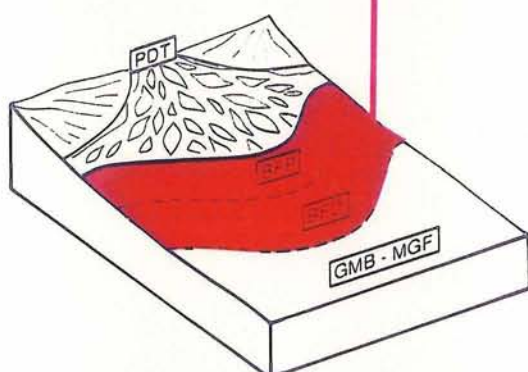


Photo 14 : Baie inter-distributive distale (faciès BID).

Les principales caractéristiques de ces dépôts sont leur aspect versicolore et leur forte fraction argileuse à lamination très fine.

Coupe de *El Mullón*

II. ASSOCIATIONS VERTICALES DE FACIÈS ET IDENTIFICATION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES

Les faciès sédimentaires ont jusqu'ici été envisagés individuellement, et attribués chacun à un milieu de dépôt. Sur des coupes verticales, ces faciès s'agencent fréquemment suivant des successions-types, qualifiées ici d'associations préférentielles, suggérant un lien génétique entre différents milieux de dépôt. Le recensement et l'étude de ces associations préférentielles permet d'identifier différents types de systèmes sédimentaires — par exemple un système d'embouchure deltaïque par opposition à un système de rampe de tempêtes. Il est proposé maintenant une description sommaire des principales associations verticales de faciès et leur interprétation en termes de systèmes sédimentaires.

II.1 ASSOCIATIONS DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE HOULES

II.1.1. FACIÈS SILICOCLASTIQUES

a. Associations verticales de faciès

En domaine silicoclastique, les faciès dominés par une hydrodynamique de houles sont fréquemment associés sous forme d'une séquence verticale de type OSD - OSP - SHB - PLB ou PLH (figure 56). Cette succession est attribuable à la progradation d'un système littoral dominé par les tempêtes. En l'absence de houles permanentes, le profil de dépôt ne serait pas celui d'un *shoreface*, avec la classique forme sigmoïdale, mais plutôt un profil en rampe. L'association préférentielle de faciès de rampes de tempêtes se rencontre dans les Grès de Sabiñánigo et dans la Formation de Belsué-Atarés.

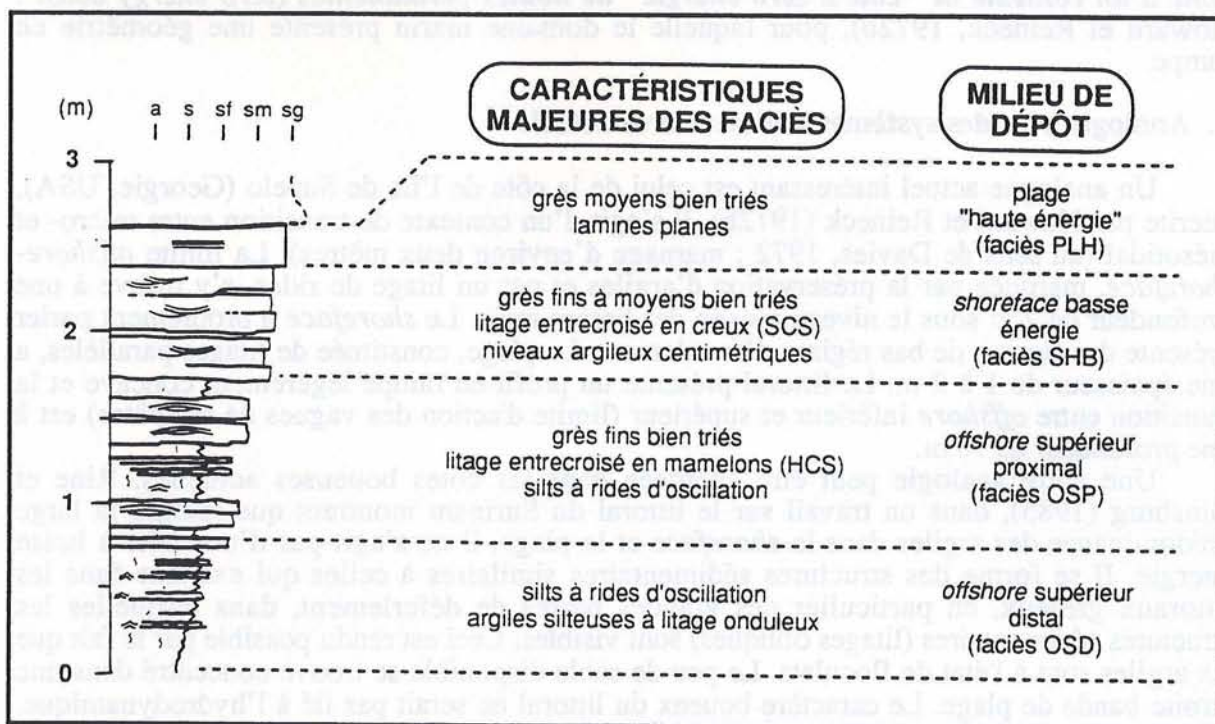


Fig. 56 : Séquence-type des faciès dominés par l'hydrodynamique de houles de tempêtes. Cette association verticale représente la progradation d'une rampe de tempêtes dans un contexte à très faible énergie de houles permanentes. La séquence présentée est établie d'après la base de la coupe de *El Mullón*.

Les faciès de remplissages de chenaux de courants d'arrachement ou *rip currents* (CCA) sont rares mais semblent génétiquement liés aux faciès de rampes de tempêtes. Les "chenaux" remplis de faciès CCA sont incisés dans des séquences de type *offshore* - *shoreface* basse énergie (succession OSD - OSP - SHB), et il existe des passages latéraux entre le sommet des bancs de faciès CCA et les faciès classiques de *shoreface* basse énergie à SCS (faciès SHB). Leur rareté et leur spécificité ne permettent néanmoins pas de les considérer comme caractéristiques d'un système sédimentaire particulier.

Les faciès RST de replat sableux intertidaux à débordements de tempêtes sont parfois associés à des séquences verticales de faciès contrôlés par une hydrodynamique de houles. Cependant, les faciès RST se rencontrent également au sein d'associations de faciès à figures de marées ou de crues, et ils ne semblent donc pas spécifiques du système de rampe de tempêtes.

Enfin, les faciès de ravinement (RAV) se rencontrent associés à une grande variété de faciès (tempêtes, embouchure, dépôts tidaux), ils ne peuvent donc pas non plus être considérés comme spécifiques du système de rampe de tempêtes.

Par rapport à des séquences classiques de progradation de littoraux dominés par les houles (voir par exemple : McCubbin, 1982 ; Plint et Walker, 1987), la séquence-type rencontrée dans l'Éocène supérieur du bassin de Jaca présente des différences notables.

L'avant plage — pris au sens de *shoreface* — qui correspond à la zone d'action des houles permanentes (Emery, 1960) constitue la majeure partie des dépôts des séquences "classiques" de progradation de littoraux dominés par les houles. Celles-ci ont communément une épaisseur supérieure à la dizaine de mètres depuis la transition *offshore-shoreface* (limite d'action des houles permanentes) jusqu'à la plage. L'épaisseur typique est de 20 m, que ce soit dans l'ancien (Cardium Formation de l'Alberta : Plint et Walker, 1987), ou sur des côtes actuelles (côte de Californie : Howard et Reineck, 1979). McCubbin (1982), d'après des données de Bernard et LeBlanc (1965), montre l'exemple d'une côte actuelle à faible énergie (Galveston Island, Texas) où l'ensemble *shoreface*-plage ne dépasse pas 5m. Il s'agit néanmoins d'un véritable *shoreface*, sans argiles préservées, ce qui montre simplement que les houles permanentes sont de faible amplitude.

Dans le cas étudié ici, aucun indice de houles permanentes n'a été reconnu. Les faciès de plage viennent reposer directement sur les faciès d'offshore supérieur. Il s'agirait donc d'un contexte de "côte à zéro énergie" de houles permanentes (zero energy coast : Howard et Reineck, 1972b), pour laquelle le domaine marin présente une géométrie en rampe.

b. Analogie avec des systèmes sédimentaires actuels

Un analogue actuel intéressant est celui de la côte de l'île de Sapelo (Georgie, USA), décrite par Howard et Reineck (1972b). Il s'agit d'un contexte de transition entre micro- et mésotidal (au sens de Davies, 1972 : marnage d'environ deux mètres). La limite *offshore-shoreface*, marquée par la préservation d'argiles et par un litage de rides, s'y trouve à une profondeur de 2 m sous le niveau moyen des basses mers. Le *shoreface* à proprement parler présente des figures de bas régime d'écoulement. La plage, constituée de litages parallèles, a une épaisseur de 1 à 2 m. Le littoral présente un profil en rampe légèrement concave et la transition entre *offshore* inférieur et supérieur (limite d'action des vagues de tempêtes) est à une profondeur de 10 m.

Une autre analogie peut être cherchée dans les côtes boueuses actuelles. Rine et Ginsburg (1985), dans un travail sur le littoral du Surinam montrent que malgré la large prédominance des argiles dans le *shoreface* et la plage, il ne s'agit pas d'une côte à basse énergie. Il se forme des structures sédimentaires similaires à celles qui existent dans les littoraux gréseux, en particulier des grandes barres de déferlement, dans lesquelles les structures sédimentaires (litages obliques) sont visibles. Ceci est rendu possible par le fait que les argiles sont à l'état de flocculats. Le peu de sable disponible se trouve concentré dans une étroite bande de plage. Le caractère boueux du littoral ne serait pas lié à l'hydrodynamique, mais au type d'apports et les faciès de *shoreface* boueux du bassin de Jaca, pourraient donc être attribués à un effet des apports sédimentaires. Néanmoins, aucune des structures décrites par Rine et Ginsburg n'a véritablement été observée dans les faciès argileux. De plus les

figures présentes dans les grès vont dans le sens d'une hydrodynamique en assez bas régime d'écoulement (*HCS* et *SCS* de petite taille, érosions de bases de bancs peu accusées).

L'effet des apports, montré par Rine et Ginsburg sur la côte du Surinam, ne peut être négligé pour expliquer le caractère anormalement argileux des littoraux à dominante de tempêtes dans le bassin de Jaca, cependant les faciès fins ne semblent présenter aucune figure sédimentaire, et ne paraissent pas comparables à la description de ces auteurs. En revanche, le profil de dépôt et la zonation de faciès montrés par Howard et Reineck dans l'île de Sapelo, constituent un analogue satisfaisant, pouvant rendre compte des successions de faciès et des épaisseurs observées.

c. Critères d'identification du contexte à très basse énergie de houles permanentes

L'étude des faciès amène à proposer des critères d'identification dans l'enregistrement sédimentaire du contexte à très basse énergie de houles permanentes. Les principaux critères sont :

- (1) le passage direct systématique de faciès d'alternance argiles-grès d'*offshore* supérieur à des dépôts de plage.
- (2) l'omniprésence de lits de décantation, y compris dans les faciès de milieu à haut régime d'écoulement d'avant-plage, indiquant l'absence de houles permanentes,
- (3) la sous-représentation des rides d'oscillation (figures de houles de beau temps) par rapport à des figures de régime hydrodynamique similaire (micro-*HCS*) mais plutôt indicatrices de houles de tempêtes,
- (4) le faible taux d'amalgame des bancs de tempêtes à *SCS* (préservation très fréquente de lits silteux), indiquant la discontinuité des écoulements,
- (5) la petite taille des figures sédimentaires indicatrices de tempêtes (*HCS*, *SCS*), dont la longueur d'onde est habituellement inférieure à un mètre, et qui traduisent probablement les faibles amplitudes et longueurs d'onde des houles de tempêtes.

À ces critères viennent s'ajouter des observations moins discriminantes, en particulier concernant les bioturbations. Les associations de traces fossiles rencontrées dans les dépôts d'*offshore* supérieur (faciès à *HCS*) correspondent à l'ichnofaciès *Skolithos*, alors que c'est plutôt l'association à *Cruziana* qui est caractéristique de ce milieu de sédimentation (voir : Howard, 1978 ; Seilacher, 1978 ; Frey et Pemberton, 1984). Ceci confirme une nouvelle fois la faible bathymétrie de l'*offshore* supérieur et l'absence de *shoreface*.

II.1.2. FACIÈS BIOCLASTIQUES

a. Associations verticales de faciès

Les faciès purement bioclastiques sont assez rares, et il ne serait pas rigoureux de parler d'associations préférentielles de faciès. Ces types de dépôts sont caractéristiques de rampes carbonatées (Aigner, 1985b ; Calvet et Tucker, 1988). Le système de rampe carbonatée a été décrit initialement par Ahr (1973), et a fait l'objet d'une synthèse assez exhaustive par Read (1985).

À l'endroit où ils sont le mieux développés (flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis), les dépôts bioclastiques montrent des interstratifications de faciès de rampe externe et médiane (RBE - RBM). En s'en tenant à l'interprétation des faciès comme correspondant à différents termes d'une rampe carbonatée, la succession logique de progradation devrait être RBE - RBM - RBI, comme dans le *skeletal bank cycle* de Aigner (1985b). Une telle succession n'a néanmoins pas été clairement observée.

b. Analogie avec des systèmes sédimentaires actuels

Les dépôts de rampes bioclastiques du bassin de Jaca montrent une faune variée de lamellibranches, d'oursins, de bryozoaires, de crinoïdes et de foraminifères. Suivant les travaux de Jones et Desrochers (1992), ce type d'association correspondrait à un peuplement d'eaux "froides" (moyenne à haute latitude), en particulier par la présence de bryozoaires et l'absence de coraux, par opposition aux milieux d'eaux "chaudes", caractérisés par des coraux

abondants ou des oolites. Cette hypothèse est appuyée par la présence d'un véritable bioherme à bryozoaires dans le synclinal de Bentué de Rasal (Puigdefàbregas, 1975 ; San Julian, 1980). En effet, ce type de construction est décrit par James *et al.* (1992) dans un contexte d'eaux froides de latitude moyenne en Australie. Ces constructions à bryozoaires se trouvent actuellement à une bathymétrie de 100m, correspondant à la limite d'action des houles de tempêtes. L'analogie avec le bassin de Jaca ne peut être faite directement, dans la mesure où l'hydrodynamique de houles y était particulièrement faible. Si les faciès à bryozoaires s'y sont effectivement développés au niveau de la limite d'action des houles de tempêtes, la bathymétrie de ces constructions n'excédait probablement pas la dizaine de mètres.

En ce qui concerne les dépôts de rampe bioclastique, une analogie peut être recherchée avec la côte orientale du Qatar, étudiée par Houboult (1975). Cette côte présente des hauts fonds (*shoals*) de sable bioclastique, avec un passage latéral vers le large à des faciès de sables bioclastiques cimentés, de type *packstone* à *wackestone* (Wilson, 1975, d'après Houboult, 1957). L'analogie ne peut être que physiographique, dans la mesure où la côte du Qatar est typiquement un milieu à eaux "chaudes", avec des petits récifs coraliens isolés (*patch reefs*), et une proportion importante d'oolites.

L'analogie récente le plus satisfaisant semble être le Golfe de Gabes en Tunisie. Il s'agit d'une rampe bioclastique à nombreux bryozoaires, avec une énergie de houles faibles et peu d'apports terrigènes dans un contexte microtidal (Purser, 1983 ; Jones et Desrochers, 1992).

II.2. ASSOCIATIONS DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE CRUES

Les faciès à hydrodynamique de crues constituent la majorité des dépôts silicoclastiques littoraux du bassin de Jaca. *Il existe dans les faciès de crues un contraste entre une famille de faciès évoquant une dynamique fluviale relativement pérenne*, même si il apparaît des variations dans le régime hydrodynamique (faciès EMD, EMM et EMP, DGE), *et des faciès suggérant une dynamique d'écoulements fluviaux épisodiques* (faciès BFD et BFP). Pour la première famille de faciès, la "pérennité" de l'écoulement est indiquée par l'absence de gros contrastes de granulométrie. Même au sein du faciès le plus distal (EMD), les interstrates plus argileuses présentent une forte fraction gréseuse. Les strates à rides de courant y correspondraient aux crues exceptionnelles, la forte fraction gréseuse des interstrates résultant de l'écoulement permanent. Pour la seconde famille, il existe un contraste beaucoup plus net avec des interstrates très argileuses. Les strates de grès massifs correspondraient à des écoulements brutaux et peu fréquents entre des périodes sans écoulements enregistrées par les interstrates argileuses.

Il existe de fait deux types d'associations verticales de faciès de crues en domaine marin, avec une séquence-type de progradation d'embouchure deltaïque et une séquence-type de progradation de delta à réseaux en tresses.

II.2.1. ASSOCIATION DE FACIÈS D'EMBOUCHURES DELTAÏQUES

a. Associations verticales de faciès

Les faciès PRO, EMD, EMM et EMP sont génétiquement liés. Ils s'organisent habituellement en séquences verticales grano- et stratocroissantes, exprimant la progradation d'une embouchure deltaïque partant du prodelta (PRO), puis présentant une succession verticale de faciès d'embouchure de plus en plus proximaux (EMD - EMM - EMP). Il arrive fréquemment que l'un des faciès d'embouchure ne soit pas représenté (successions PRO - EMM - EMP ou PRO - EMD - EMP). La succession complète du prodelta au faciès distributaire de type remplissage de chenal droit (CHD) existe (Eschard *et al.*, 1993a), néanmoins le faciès CHD n'est pas systématiquement lié aux dépôts d'embouchure ; on le retrouve souvent isolé dans des faciès de plaine côtière. La séquence "idéale" de progradation d'embouchure deltaïque est représentée sur la figure 57.

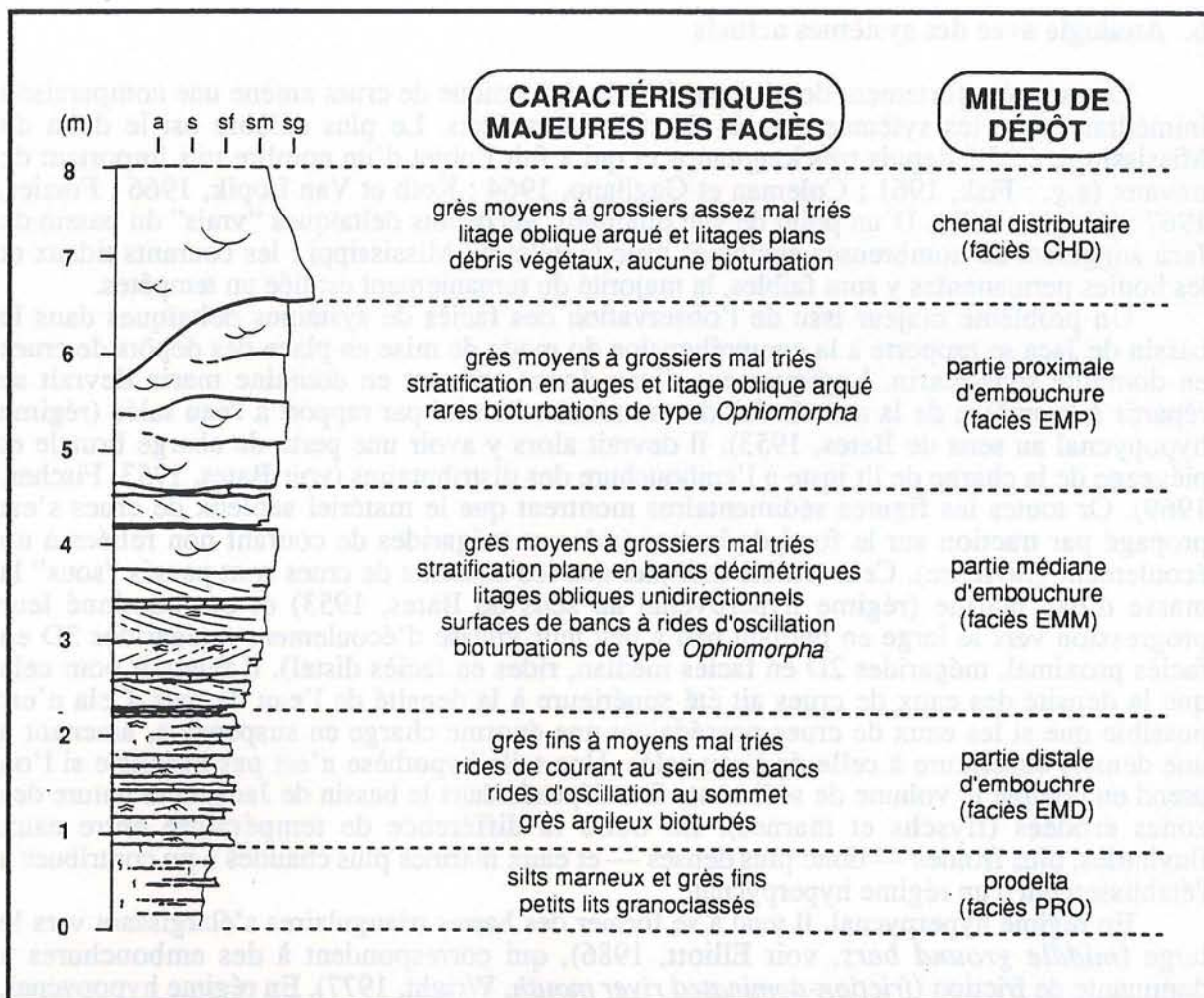


Fig. 57 : Séquence-type des faciès dominés par l'hydrodynamique de crues en environnement d'embouchure deltaïque. Séquence établie d'après la base de la coupe du *Barranco de Pardinalla*.

Le faciès de dunes géantes d'embouchure (DGE) ne se rencontre qu'associé à des faciès d'embouchure de type EMP, mais n'est présent que localement dans la bordure méridionale du bassin.

Le faciès de replat sableux intertidal à influences de crues (RSC) n'est pas systématiquement associé avec les autres faciès de crues. Il se développe souvent au sommet de séquences de progradation, lorsque celles-ci atteignent le faciès d'embouchure proximale (EMP) ou le faciès distributaire (CHD). Néanmoins ce faciès peut se rencontrer isolé au milieu d'associations de faciès contrôlées par une hydrodynamique de houles ou de marées. Il est rarement associé aux faciès de delta à réseau en tresses.

Une étude systématique des associations de faciès montre en outre qu'il existe deux types d'embouchures deltaïques, l'un de système en patte d'oiseau, l'autre de système lobé :

Dans le premier type les faciès d'embouchures sont associés à des dépôts de baies interdistributaires, sans développement de faciès de plaine côtière. Cette association est attribuée à un système de delta en patte d'oiseau, où la dynamique fluviale est très largement prépondérante, et elle ne se rencontre que dans les Grès de Sabiñánigo.

Dans le second type, les dépôts d'embouchures présentent localement des bancs à figures de tempêtes. Les dépôts proximaux d'embouchures et de distributaires y sont associés à des faciès de plaine côtière et de marnes lagunaires à huîtres. Les dépôts de baie sont rares à absents. Il s'agirait alors plutôt de systèmes deltaïques "lobés", à influence mixte de dynamique fluviale (dominante) et de tempêtes. Ces systèmes constituent la majorité des dépôts de la Formation de Belsué-Atarés au moins dans la bordure sud du bassin. Le faciès de dunes estuariennes géantes (DGE) n'est associé qu'à ces systèmes lobés.

b. Analogie avec des systèmes actuels

Le caractère fortement dominé par l'hydrodynamique de crues amène une comparaison immédiate avec les systèmes actuels décrits comme tels. Le plus célèbre est le delta du Mississippi, étudié depuis très longtemps et qui a fait l'objet d'un nombre très important de travaux (e.g. : Fisk, 1961 ; Coleman et Gagliano, 1964 ; Kolb et Van Lopik, 1966 ; Frazier, 1967 ; Wright, 1977). D'un point de vue qualitatif, les dépôts deltaïques "vrais" du bassin de Jaca suggèrent de nombreuses analogies avec le delta du Mississippi : les courants tidaux et les houles permanentes y sont faibles, la majorité du remaniement est liée au tempêtes.

Un problème majeur issu de l'observation des faciès de systèmes deltaïques dans le bassin de Jaca se rapporte à la compréhension du mode de mise en place des dépôts de crues en domaine sous-marin. Logiquement, l'eau douce arrivant en domaine marin devrait se répartir à la surface de la mer du fait de sa moindre densité par rapport à l'eau salée (régime hypopycnal au sens de Bates, 1953). Il devrait alors y avoir une perte de charge brutale et piégeage de la charge de lit juste à l'embouchure des distributaires (voir Bates, 1953, Fischer, 1969). Or toutes les figures sédimentaires montrent que le matériel sableux de crues s'est propagé par traction sur le fond de la mer (rides et mégarides de courant non reliées à un écoulement gravitaire). Cela semble indiquer que les courants de crues sont passés "sous" la masse d'eau marine (régime hyperpycnal au sens de Bates, 1953) et ont continué leur progression vers le large en perdant peu à peu leur vitesse d'écoulement (mégarides 3D en faciès proximal, mégarides 2D en faciès médian, rides en faciès distal). Il faudrait pour cela que la densité des eaux de crues ait été supérieure à la densité de l'eau de mer. Cela n'est possible que si les eaux de crues possédaient une énorme charge en suspension, amenant à une densité supérieure à celle de l'eau salée. Une telle hypothèse n'est pas irréaliste si l'on prend en compte le volume de sédiments fins déposés dans le bassin de Jaca, et la nature des zones érodées (flyschs et marnes). En outre la différence de température entre eaux fluviales, plus froides — donc plus denses — et eaux marines plus chaudes a pu contribuer à l'établissement d'un régime hyperpycnal.

En régime hyperpycnal, il tend à se former des barres triangulaires s'élargissant vers le large (*middle ground bars*, voir Elliott, 1986), qui correspondent à des embouchures à dominante de friction (*friction-dominated river mouth*, Wright, 1977). En régime hypopycnal, il tend à se former des barres d'embouchures en forme de croissants dont la concavité est tournée vers le distribuaire. Elles correspondent à des embouchures à dominante de suspension (*buoyancy-dominated river mouth*, Wright, 1977). Pour Elliott (1986, d'après Wright, 1977), les embouchures à dominante de friction se développent préférentiellement dans des eaux peu profondes, alors que les embouchures à dominante de suspension se développent dans des zones où la bathymétrie s'accroît rapidement. Le type d'embouchure ne serait donc pas seulement influencé par les contrastes de densité des eaux, mais aussi par la géométrie du bassin. Ceci est montré par Elliott (1986) sur le delta actuel du Mississippi, où les distributaires les plus à l'est, qui se jettent dans un domaine peu profond génèrent des barres d'embouchure triangulaires (dominées par la friction), alors que ceux qui se jettent vers le domaine profond (au sud) construisent des barres en croissants (dominées par la suspension). Elliott note en outre que les barres triangulaires sont plus propices aux bifurcations de chenaux et donc à la diverticulation du système distribuaire.

Malgré une disproportion dans les dimensions des systèmes, l'analogie entre le delta du Mississippi et les systèmes en patte d'oiseau présents dans les Grès de Sabiñánigo semble valable. Un bon exemple de petit delta en patte d'oiseau actuel se trouve dans Stephen et Gorsline (1975), avec le delta de la New River en Californie, mais l'analogie ne peut être que physiographique dans la mesure où ce delta est constitué essentiellement de matériel fin. Enfin, ce type de géométrie de delta a déjà été caractérisé dans l'ancien par Pulham (1989).

Il existe également des deltas à dominante d'énergie fluviale et barres d'embouchure à dominante de friction, qui présentent une morphologie lobée (Harris, 1989 ; Bristow et Myers, 1989). Cela explique l'analogie de faciès entre les dépôts d'embouchure attribués à des systèmes en patte d'oiseau dans les Grès de Sabiñánigo et ceux attribués à des systèmes lobés dans la Formation de Belsué-Atarés. Dans les deltas lobés, les zones inter-distributaires de la plaine deltaïque inférieure sont occupées par des marais, sans domaine de baie interdistribuaire ouverte.

Mis à part la différence d'échelle, le système de dépôt constitué par le delta actuel du Mississippi constitue donc un assez bon analogue sédimentologique pour le système deltaïque en patte d'oiseau observé dans les grès de Sabiñánigo, en particulier la partie orientale (North Pass - Pass a Loure et Northeast Pass) avec des embouchures à dominante de friction se jetant dans un domaine marin peu profond.

c. Critères d'identification des dépôts d'embouchures deltaïques

Les faciès d'embouchures deltaïques tels qu'ils se présentent dans le bassin de Jaca se caractérisent par une hydrodynamique de courants unidirectionnels en domaine marin. De ce fait, il convient d'insister sur ce qui les différencie des dépôts turbiditiques. Les critères principaux sont les suivants:

- (1) l'absence de vrais granoclassesments (terme A de la séquence de Bouma, voir Bouma, 1962), c'est à dire une masse sans structure présentant une rapide granodécroissance. Même si certains bancs présentent une granodécroissance globale, elle résulte habituellement de l'amalgame de plusieurs événements.
- (2) la rareté des lits plans parallèles d'écoulement en haut régime hydrodynamique (terme B de la séquence de Bouma),
- (3) l'absence de figures de convolutes (terme C de la séquence de Bouma) résultant d'un cisaillement synsédimentaire et de pulsations (Baghli *et al.*, 1989), toutes les figures de courant sont préservées sans déformation,
- (4) la rareté des critères de dépôt de suspension pure (rides chevauchantes supercritiques), les dépôts de crues présentent essentiellement des critères de dépôt par traction,
- (5) la répartition des galets mous dans le corps du banc, soulignant certains faisceaux de lamines. On ne trouve pas de galets mous en sommet de banc.

Dans le cas étudié ici s'ajoutent des critères moins généraux comme le remaniement par une hydrodynamique de houles et des associations de traces fossiles spécifiques de l'environnement littoral (ichnofaciès *Skolithos*) surimposées à des dépôts présentant par ailleurs tous les critères d'une origine fluviale.

Une caractéristique de ces dépôts est la très large prédominance du terrier *Ophiomorpha*, par rapport à *Skolithos*. On observe rigoureusement l'inverse dans les dépôts de bathymétrie équivalente mais dominés par l'hydrodynamique de houles. *Ophiomorpha* semble donc ici constituer une partie intégrante de la signature des dépôts de crues mis en place en domaine marin peu profond. La prédominance d'*Ophiomorpha* dans les dépôts proximaux d'embouchure a déjà été soulignée par Miall (1984a).

II.2.2. ASSOCIATION DE FACIÈS DE DELTA À RÉSEAUX EN TRESSÉS

a. Associations verticales de faciès

Les faciès attribués à un système de delta à réseaux en tresses s'organisent en une séquence verticale simple et presque systématique avec une succession BFD - BFP - PDT (figure 58). Cette association verticale correspond à la progradation du front de delta depuis les faciès distaux jusqu'aux faciès proximaux, surmontés par les faciès de plaine deltaïque (ou alluviale) à réseau en tresses. Les faciès de front de delta à réseau en tresses présentent des remaniements de houles, et il existe des intermédiaires avec les faciès de rampes de tempêtes, c'est à dire entre BFD et OSD ou OSP d'une part et entre BFP et SHB ou PLB d'autre part.

Par rapport au système d'embouchures deltaïques précédemment décrit, les figures de courants unidirectionnels sont rares. Il y a peut être là l'indice d'un comportement différent des courants de crues en domaine marin : les fronts de deltas à réseaux en tresses se comporteraient comme des systèmes à dominante de suspension, avec dépôt brutal du grès par perte de charge. Ce dernier processus serait alors responsable des stratifications horizontales frustes.

L'association de faciès de deltas à réseaux en tresses est spécifique de la bordure nord du bassin de Jaca dans une partie des Grès de Sabiñánigo, et dans les affleurements les plus septentrionaux de la Formation de Belsué-Atarés (zone Yebra de Basa - Santa Orosia).

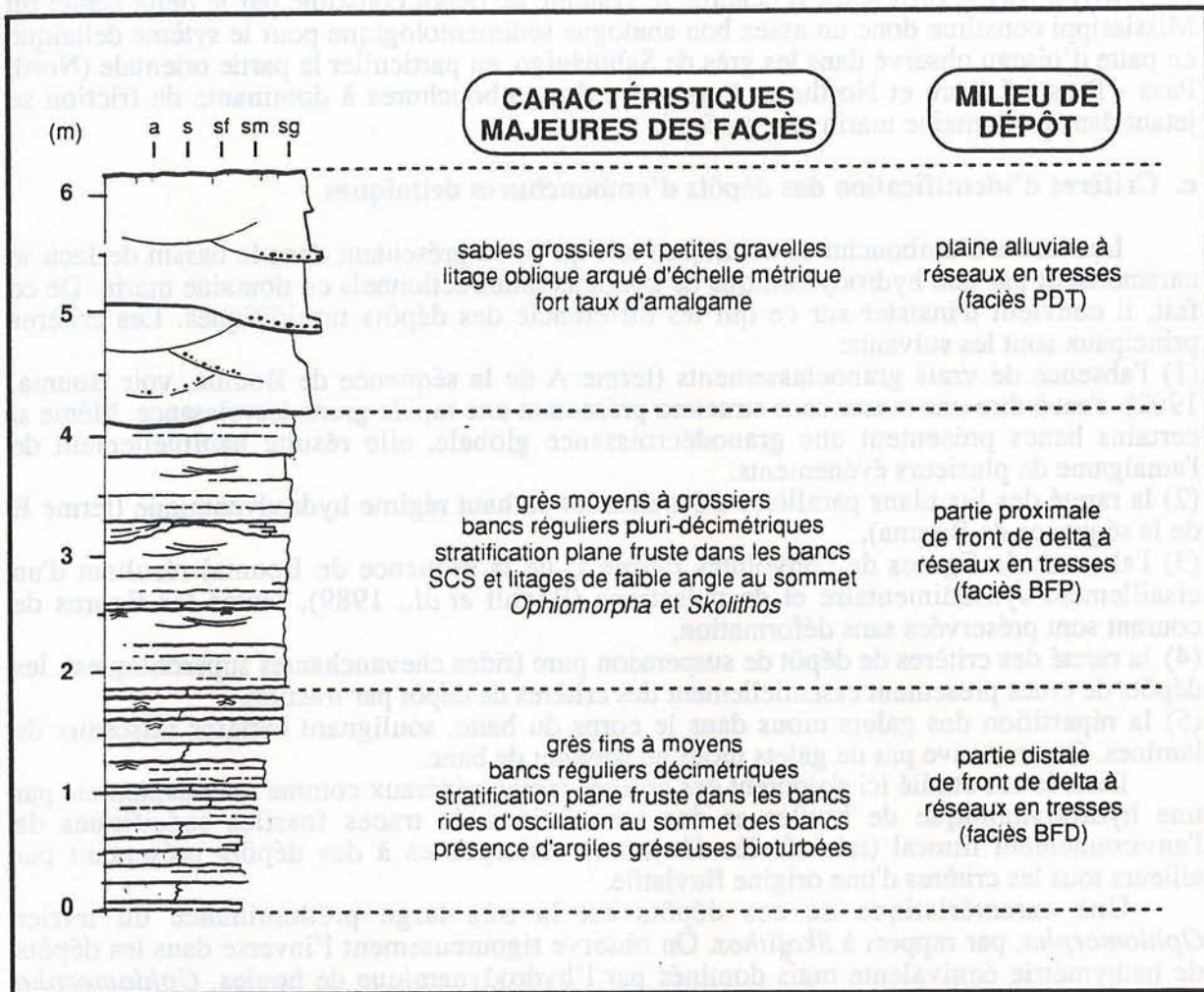


Fig. 58 : Séquence-type des faciès de crues remaniés par les houles résultant de la progradation d'un système de delta à réseaux en tresses. La zonation de faciès entre un pôle proximal et un pôle distal repose sur l'interprétation des figures de houles. Séquence-type établie d'après la base de la coupe du *Barranco de las Gargantas*.

b. Analogie avec des systèmes actuels

Il règne une relative confusion dans la classification et la nomenclature des deltas à réseaux en tresses :

- Pour Nemec et Steel (1988), les deltas à réseaux en tresses rentrent dans la catégorie des *fan deltas*, définis par Holmes (1965), et correspondent à des cônes alluviaux se jetant dans une étendue d'eau. Pour ces auteurs, l'absence de dépôts gravitaires subaériens qui caractérisent habituellement les cônes alluviaux n'est pas un facteur limitant : les deltas à réseaux en tresses constitueraient un "pôle" de *fan deltas* à écoulements purement fluviaux (*wet fan deltas*), opposé à un "pôle" de *fan deltas* constitués uniquement de dépôts gravitaires (*dry fan deltas*).

- McPherson *et al.* (1987, 1988), définissent les deltas en tresses (*braid deltas*), comme une catégorie différente des *fan deltas*, dès lors que l'on n'y trouve aucun indice d'écoulements gravitaires, qui sont la caractéristique des cônes alluviaux.

- Orton (1988) juge nécessaire de distinguer deux catégories dans les deltas en tresses : ceux qui sont construits à l'embouchure d'un cours d'eau unitaire en tresses, auxquels il conserve le nom de *braid delta*, et ceux qui résultent de la progradation d'une vaste plaine à réseaux en tresses éphémères, qu'il qualifie de *braidplain deltas*, ce qui a été traduit ici par "deltas à réseaux en tresses".

- Enfin, Postma (1990a, 1990b) a établi une autre classification générale des deltas. Cette classification est fondée sur des critères morphologiques de la partie subaérienne du système

(gradient très élevé, élevé, modéré et faible) et de la partie subaquatique (deltas se jetant en eaux profondes ou peu profondes, avec pour cette dernière catégorie deux sous-classes : profil de Gilbert ou profil en rampe). Cette classification aboutit à la distinction de douze catégories de deltas, sans mention des termes *fan-delta*, *braid-delta*, ou *braidplain delta*.

Dans les faciès à décharges fluviales épisodiques étudiés dans les Grès de Sabinánigo, aucun écoulement gravitaire subaérien n'a pu être mis en évidence. Les écoulements gravitaires constituant l'élément caractéristique de définition des cônes alluviaux, leur absence amène à considérer que les dépôts de type PDT correspondent à un environnement de plaine alluviale. L'extrême rareté des faciès de barres indique qu'il s'agit d'une plaine alluviale à faible différenciation topographique, à écoulements épisodiques (Cant, 1982) et probablement à fort gradient de pente (voir aussi Campbell, 1976 et Orton, 1988). Ces caractéristiques amènent à qualifier ce système de delta à réseaux en tresses suivant la nomenclature de Orton (1988).

Pour Orton (1988), les deltas à réseaux en tresses actuels les plus caractéristiques se trouvent dans les zones de piémont des grands systèmes glaciaires, de type *sandur* (voir par exemple Hine et Boothroyd, 1978). Si ces systèmes permettent une analogie physiographique, il est en revanche complètement exclu qu'ils constituent un analogue sédimentologique, du fait du fort contrôle qu'y exercent les phénomènes glaciaires.

Suivant la classification de Postma (1990b), il s'agirait d'un delta de type "*Hjulström d'eau peu profonde à profil sous-marin en rampe et gradient de pente subaérien élevé*" (schéma 2 de la figure 2 dans cette référence) ; cependant les exemples actuels de ce type de delta proposés par Postma sont également tous liés à un régime glaciaire (*proglacial outwash plains*).

En définitive ce type de système semble se développer dans des zones à forts contrastes de régime hydrodynamique, alternant des périodes sans aucun écoulement et des périodes de fortes activité (fonte des glaces dans le cas des systèmes de *sandurs*). On pourrait dès lors rechercher une analogie avec les systèmes de climats semi-désertiques qui présentent un comportement similaire (parties distales des cônes construits par des *oueds*).

c. Critères d'identification des dépôts de front de delta à réseaux en tresses

Les dépôts attribués à un système de delta à réseaux en tresses ne présentent pas de caractéristiques dirimantes. Les dépôts sous-marins ont été attribués à un système de front de delta à écoulements épisodiques essentiellement par élimination : ils n'ont pas été mis en place par des phénomènes gravitaires, ils ne présentent que de très rares indices d'une hydrodynamique tidale, ils n'ont pas été mis en place par une hydrodynamique de houles, ils ne présentent pas de critères nets de dépôt par traction (rides, mégarides). L'interprétation précise en front de delta à réseaux en tresses repose sur la présence systématique au sommet des unités de progradation d'une nappe mince et étendue de grès grossiers à stratification en auges, amenant à conclure que ces faciès sont génétiquement liés.

La seule figure qui ne se retrouve spécifiquement que dans ces faciès est la stratification plane horizontale fruste d'échelle centimétrique à décimétrique présente dans les bancs les plus épais, et dont l'attribution à un phénomène hydrodynamique reste spéculative (dépôt "instantané" d'une charge en suspension ?).

II.3. ASSOCIATION DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE MARÉES

Les associations de faciès à hydrodynamique de marées sont rares, représentées ponctuellement dans les Grès de Sabinánigo et dans les premiers faciès silicoclastiques de la bordure sud du bassin (base de la série à l'est de Lúsera). Les faciès tidaux sont très peu développés dans la Formation de Belsué-Atarés, et le nombre d'observations est donc réduit.

a. Associations verticales de faciès

Bien que les faciès tidaux présentent une assez grande diversité, il n'y a pas à proprement parler d'associations verticales préférentielles de faciès. Il existe essentiellement une association entre le faciès DST attribué à des mégarides subtidales et le faciès DET de champs de dunes estuariennes, les faciès subtidaux venant se placer généralement au-dessus de faciès estuariens. Il existe épisodiquement une association entre les faciès de champs de dunes estuariennes (DET), de replat de marées sableux (RMS), et de replat de marées argileux (RMA), pour lesquels s'observe parfois une succession verticale de type DET - RMS - RMA, qui correspondrait à la progradation d'un replat de marée sur une zone estuarienne abandonnée. Ceci permet de proposer une séquence tidale idéale, (figure 59), mais une telle succession n'a été que rarement observée, et dans tous les cas au moins un des faciès est mal représenté.

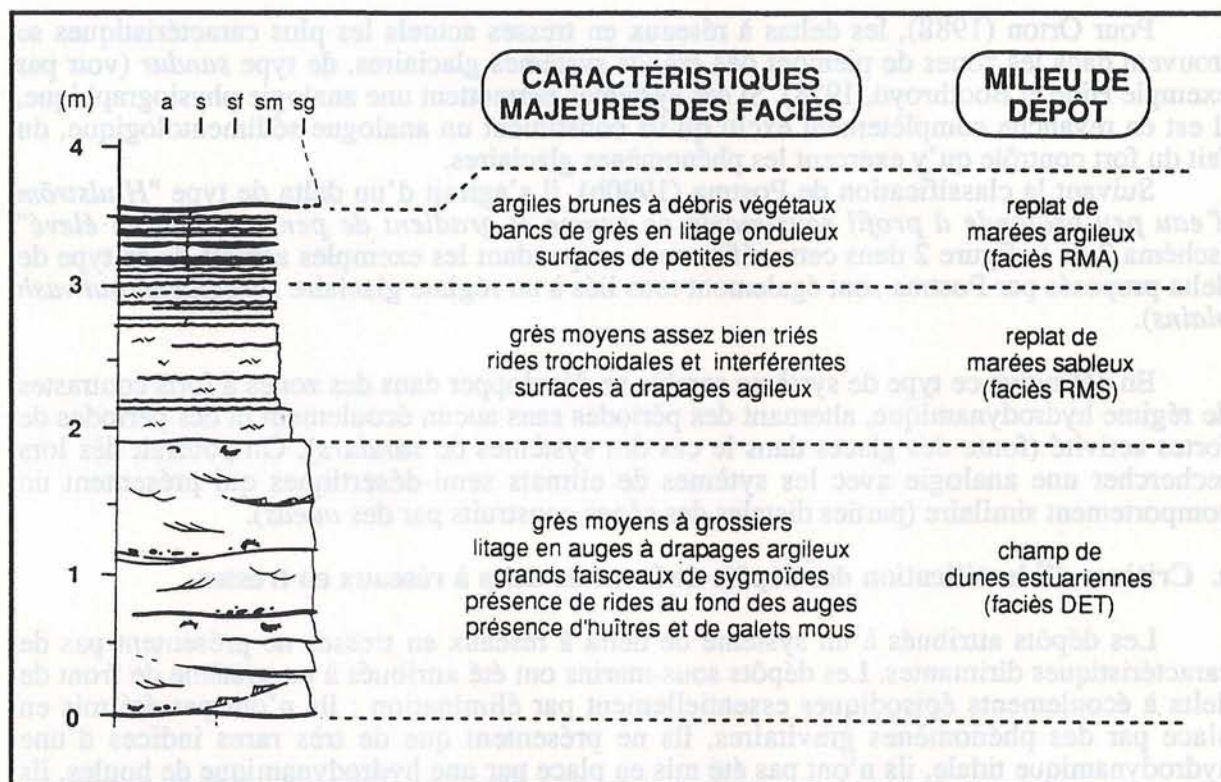


Fig. 59 : Séquence verticale *théorique* de faciès tidaux. La succession complète représentée sur cette figure n'a été que très rarement observée, avec à chaque fois un mauvais développement de l'un au moins des faciès. Séquence établie d'après la partie supérieure de la coupe de Yebra de Basa.

Les faciès tidaux sont fréquemment associés aux dépôts de rampes de tempêtes et aux dépôts d'embouchure deltaïque. L'association avec les faciès de delta à réseaux en tresses est rare. Les principales associations montrent que les dépôts tidaux (majoritairement DET et DST) viennent se placer au-dessus des dépôts proximaux de rampes de tempêtes (SHB et PLB) ou de systèmes d'embouchure (EMP et CHD).

Les figures tidales n'indiquent généralement pas un haut régime d'écoulement. Les incisions de chenaux tidaux dépassent rarement un mètre dans les faciès de rampes de tempêtes et quelques dizaines de centimètres dans les faciès de replats de marées. Ces critères concourent à indiquer qu'à l'Éocène supérieur, la partie orientale du bassin de Jaca présentait un régime micro- à mésotidal (*sensu* Davies, 1972) — hypothèse déjà émise par Puigdefàbregas (1974, 1975). Ce contexte expliquerait l'absence de remaniements tidaux significatifs dans les séquences de progradation de systèmes de crues ou de tempêtes, y compris dans les dépôts les moins profonds. L'hydrodynamique tidale ne se serait enregistrée que dans des milieux privilégiés, comme des étendues très planes permettant une accélération des courants tidaux, ou des zones protégées à la fois des tempêtes et des fortes crues.

Les systèmes estuariens au sens strict sont rares, limités à la Formation des Grès de Sabiñánigo et aux premiers faciès gréseux au dessus des Calcaires de Guara dans la partie orientale de la bordure sud du bassin (zones de Rodellar, Nocito et Lúsera).

b. Analogie avec des systèmes sédimentaires actuels

Il est possible d'imaginer un système sédimentaire comprenant tous les faciès présentant un contrôle par une hydrodynamique tidale qui ont été ici décrits. Il s'agirait d'un système estuarien au sens large à forte influence fluviale (présence de débordements de crues dans les faciès de replats de marées, bon développement des faciès de dunes estuariennes de type DET), une faible énergie de houles, avec des zones distributaires majeures (faciès DET), des zones hors de l'influence fluviale comme des chenaux tidaux ou des barres tidales (faciès DST), et de grandes étendues de replats de marées sableux (RMS) et argileux (RMA) entre les chenaux. Il existe cependant deux limitations majeures dans la recherche d'analogues.

La première limitation réside dans le fait qu'un tel type d'association de milieux de dépôt peut se rencontrer dans des environnements présentant des physiographies très différentes :

- Cette association se rencontre par exemple dans le delta actuel de la Mahakam en Indonésie (Allen *et al.*, 1979), où la côte présente une morphologie lobée, avec des faciès de replats de marées s'étendant très au large du littoral au front des distributaires (G.P. Allen, comm. pers.).
- Cette association de milieux de dépôt se rencontre également sur la côte germanique de la Mer du Nord (Reineck, 1976 ; Reineck et Singh, 1980). Dans ce cas, il s'agit également d'une zone à nombreux apports fluviaux et faible énergie de houles. En revanche, la géométrie du littoral est nettement différente avec une large bande de replats intertidaux et des géométries véritablement estuariennes.

Du point de vue des régimes hydrodynamiques, l'exemple de la Mahakam semble plus proche. Les houles y sont extrêmement faibles du fait de la situation dans la zone équatoriale, et le régime est micro- à mésotidal, avec un marnage d'environ deux mètres (G.P. Allen, comm. pers.). L'exemple de la côte germanique de la Mer du Nord peut constituer un analogue physiographique, mais probablement pas hydrodynamique, en particulier du fait de l'assez fort marnage.

Une deuxième limitation vient du fait qu'il n'est *a priori* pas démontrable que tous ces faciès présentant une influence de marées sont génétiquement liés. Il existe des barres tidales non reliées à un estuaire, comme dans le cas des deltas tidaux situés dans les barrières littorales (*e.g.* : Sha et De Boer, 1991), de même il existe de nombreux exemples de replats de marées situés dans des lagunes en arrière d'une barrière littorale (voir McCubbin, 1982). Ceci se traduit ici par le fait que certains faciès de marées peuvent se retrouver au sein d'associations correspondant à des systèmes sédimentaires dominés par un autre type d'hydrodynamique, en particulier des petits chenaux à remplissage tidal au sein des faciès proximaux de rampes de tempêtes, et des replats sableux à influences de marées associés aux faciès proximaux d'embouchure.

c. Critères généraux d'identification

Les critères d'identification des environnements tidaux ont été soulignés dans de nombreux travaux, comme par exemple : Van Straaten (1954), Klein (1970, 1977) De Raaf et Boersma (1971), Visser (1980), Terwindt (1981, 1988), Mutti *et al.* (1984), Nio et Yang (1991). Il s'agit principalement de :

- (1) la géométrie "sigmoïde" des faisceaux de lamines gréseuses (voir : Mutti *et al.*, 1984),
- (2) l'expression d'une discontinuité de l'écoulement avec une alternance de faisceaux de lamines gréseuses et de lamines argileuses, correspondant respectivement aux périodes d'écoulement des courants de marés et aux périodes d'étalement (voir : Visser, 1980).
- (3) l'existence de cyclicités dans le régime hydrodynamique à l'échelle de plusieurs faisceaux, se marquant par une alternance d'épaississements et d'amincissements à l'échelle de plusieurs faisceaux gréseux (cyclicités vives-eaux mortes-eaux, voir : De Raaf et Boersma, 1971 ; Terwindt, 1981),
- (4) la coexistence de deux directions d'écoulement unidirectionnel opposées (flot-jusant), avec habituellement un régime hydrodynamique supérieur dans un sens. La classique

structure bidirectionnelle en *herring bone*, n'est plus considérée comme un critère suffisant (Alam *et al.*, 1985 ; Terwindt, 1988).

Ces critères sont rarement réunis dans les faciès présentés ici. Le plus fréquent est le litage sigmoïde à drapages argileux, présentant souvent des évidences de cyclicités vives-eaux - mortes-eaux lorsque la dimension de l'affleurement permet une large observation. En revanche, le critère de bidirectionnalité est rare, du fait de la granulométrie souvent assez élevée du matériel qui ne permet pas une bonne expression des petites rides de courant associées au courant subordonné. Par ailleurs, lorsque le critère de bidirectionnalité existe, les deux sens sont généralement fortement obliques l'un par rapport à l'autre. D'une manière générale, les faciès tidaux du bassin de Jaca montrent des régimes hydrodynamiques assez bas et un faible développement vertical. Ils correspondent à un contexte micro- à mésotidal et les figures caractéristiques des dépôts tidaux ont pu être fréquemment occultées par l'hydrodynamisme de crues ou de tempêtes.

II.4. CONCLUSION

L'étude de la succession verticale des faciès amène à reconnaître des associations préférentielles, correspondant à des milieux de sédimentation génétiquement liés au sein de systèmes sédimentaires.

Les principaux systèmes sédimentaires reconnus dans l'Éocène supérieur de la partie orientale du bassin de Jaca sont : (1) des rampes de tempêtes basse énergie, silicoclastiques et bioclastiques, (2) des deltas en patte d'oiseau à baies interdistributaires profondes, (3) des deltas lobés à lagunes peu profondes, (4) des deltas à réseaux en tresses et (5) des systèmes estuariens au sens large.

Les différents systèmes ne sont pas également représentés entre les deux bordures du bassin. Les faciès de rampes bioclastiques sont spécifiques de la bordure sud du bassin et les systèmes de deltas à réseaux en tresses n'ont été identifiés que dans la bordure nord.

Dans la bordure nord, les systèmes en patte d'oiseau et les systèmes estuariens semblent exclusivement représentés dans les Grès de Sabinánigo. En revanche, les systèmes de delta lobés sont spécifiques de la Formation de Belsué-Atarés. Les systèmes de deltas à réseaux en tresses se rencontrent dans les deux formations.

L'identification des différents systèmes sédimentaires et l'analogie avec des environnements actuels permet de positionner les différents milieux de dépôt les uns relativement aux autres, ce qui sert de base à la réalisation de diagrammes de substitutions latérales de faciès.

III. DIAGRAMMES DE SUBSTITUTIONS DE FACIÈS

L'identification des paléo-milieus de dépôt à l'aide de l'analyse en sédimentologie de faciès et l'étude des associations verticales de faciès caractéristiques a permis de retrouver quels types de systèmes sédimentaires se sont développés dans le bassin de Jaca. Les systèmes sédimentaires sont caractérisés par des associations de milieux de dépôt génétiquement liés, qui ne se positionnent pas aléatoirement les uns par rapport aux autres, par exemple : dans un système littoral, l'existence d'un milieu de *shoreface* implique l'existence simultanée d'un milieu de plage.

La réalisation des diagrammes de substitutions de faciès (fondée sur des analogues actuels) permet de montrer de façon qualitative les positions relatives des différents milieux génétiquement liés. La connaissance de ces positions relatives autorise à distinguer sur des coupes verticales les changements de faciès réellement significatifs d'une migration longitudinale de l'ensemble du système de ceux qui peuvent correspondre à une simple migration latérale d'un milieu au sein du système, ce qui constitue la base de toute analyse en stratigraphie séquentielle.

Les diagrammes présentés ici à titre d'exemple sont ceux qui ont été utilisés pour l'analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution de la Formation des Grès de Sabiñánigo.

III.1. LES SUBSTITUTIONS DE FACIÈS DANS LA FORMATION DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO

L'analyse sédimentologique dans les Grès de Sabiñánigo a permis de mettre en évidence l'existence dans cette formation de quatre systèmes différents correspondant à des milieux de dépôt génétiquement liés, avec (1) un système de rampe de tempêtes silicoclastique à basse énergie, (2) un système de delta à réseaux en tresses (3) un système estuarien au sens large, et (4) un système d'embouchures deltaïques. *Chacun des systèmes possède un profil longitudinal de dépôt et une géométrie littorale qui lui est propre. Il a donc été nécessaire de réaliser plusieurs diagrammes de substitutions latérales de faciès* (figure 60).

III.1.1. LE SYSTÈME DE RAMPE DE TEMPÊTES SILICOCLASTIQUE

Du point de vue des substitutions latérales il s'agit du système le plus simple (figure 60), les côtes dominées par les houles présentant ordinairement une géométrie rectiligne. De ce fait, il n'existe probablement aucune substitution latérale significative, et la succession verticale des faciès peut être interprétée directement en termes de migrations longitudinales de l'ensemble du système sédimentaire.

III.1.2. LE SYSTÈME DE DELTA À RÉSEAUX EN TRESSSES

La réalisation d'un diagramme de substitution de faciès est dans ce cas rendue difficile par la méconnaissance de la géométrie de ce type de système. Il peut correspondre tout d'abord à un glacis de piémont avec un littoral relativement rectiligne, et donc peu de possibilités de substitutions latérales. Il peut également s'agir d'un système de cônes, avec un littoral lobé (hypothèse qui a été représentée ici : figure 60). Il apparaît que la forme en lobe peut amener tous les faciès à se substituer latéralement, la partie latérale du lobe présentant la même zonation que la partie frontale suivant des profils orthogonaux.

III.1.3. LE SYSTÈME ESTUARIEN

Le diagramme de substitutions de faciès (figure 60) a été réalisé en attribuant au système une véritable géométrie d'estuaire. De ce fait, les faciès de dunes estuariennes se trouvent en position assez interne et ne peuvent pas se trouver en équivalent latéral de faciès plus profonds de type dunes subtidaux. De même, cela implique une démarcation assez claire entre le domaine intertidal et le domaine subtidal, avec une ligne de déferlement des houles (prise comme zone de référence) sinueuse mais globalement rectiligne. Il y a là encore un côté spéculatif, dans la mesure où l'adoption d'un modèle physiographique de type Mahakam aurait changé les possibilités de substitutions latérales de faciès par la forme lobée du système, amenant les milieux subtidaux des parties latérales du delta à se substituer latéralement aux milieux intertidaux de la partie frontale.

III.1.4. LE SYSTÈME D'EMBOUCHURES DELTAÏQUES DE DELTA EN PATTE D'OISEAU

Ce système est celui qui présente la plus grande complexité du point de vue des substitutions latérales de faciès (figure 60). La géométrie très contournée de ce système amène les faciès les plus profonds (prodelta) à se placer en équivalent latéral possible de faciès très proximaux de type embouchure ou distributaire. Le schéma peut laisser penser que certains faciès sont systématiquement plus proximaux que d'autres : par exemple les replats sableux (RSC), plus proximaux que les dépôts d'embouchure (EMP, EMM, EMD). Ça n'est pas nécessairement vrai si l'on prend en compte l'existence simultanée de plusieurs embouchures plus ou moins avancées en direction de la mer.

III.1.5 POSITION DES FACIÈS RESTREINTS

Les faciès restreints attribués à des environnements de baies interdistributaires ajoutent une complication supplémentaire à l'analyse des substitutions latérales de faciès.

Ces environnements sont le plus souvent génétiquement liés aux systèmes de deltas en patte d'oiseau, auquel cas ils se placent en substitution latérale d'environnements relativement proximaux (replats sableux de crues, distributaires). Mais la complexité du système peut être telle que des embouchures entières se jettent dans une baie ; les faciès restreints sont alors plus distaux que les faciès d'embouchure. Enfin, les domaines restreints peuvent être génétiquement liés à d'autres types de systèmes (entre deux deltas à réseaux en tresses, par exemple).

Il ressort que les faciès restreints sont les plus difficiles à positionner dans un référentiel proximal-distal, toutes les substitutions latérales sont possibles avec tous les milieux de dépôt de systèmes deltaïques à réseaux en tresses ou en patte d'oiseau.

III.2. DIAGRAMME GÉNÉRAL

L'existence de systèmes sédimentaires différents pose le problème d'établir un diagramme de substitutions de faciès général, permettant d'intégrer dans un même schéma ces quatre systèmes qui peuvent être parfaitement indépendants.

Les possibilités d'associations sont pratiquement infinies, et il n'est *a priori* pas possible d'établir des règles de substitutions latérales entre des faciès appartenant à des systèmes sédimentaires différents. Les positions respectives de chacun des systèmes, si ils coexistent, sont fortement contrôlées par la géométrie de la côte ou par une variation latérale des taux d'apports. La figure 61 présente un exemple de substitutions latérales possibles entre les différents systèmes, en prenant en compte essentiellement leurs caractéristiques physiographiques. Ces diagrammes illustrent des substitutions possibles de milieux de sédimentation et ne correspondent donc pas tout à fait aux diagrammes de substitutions de faciès tels que définis par Cross (1991) et Homewood *et al.* (1992).

SYSTEMES DE DÉPÔTS LITTORAUX DE LA BORDURE NORD DU BASSIN DE JACA

— substitutions de faciès et géométrie du littoral —

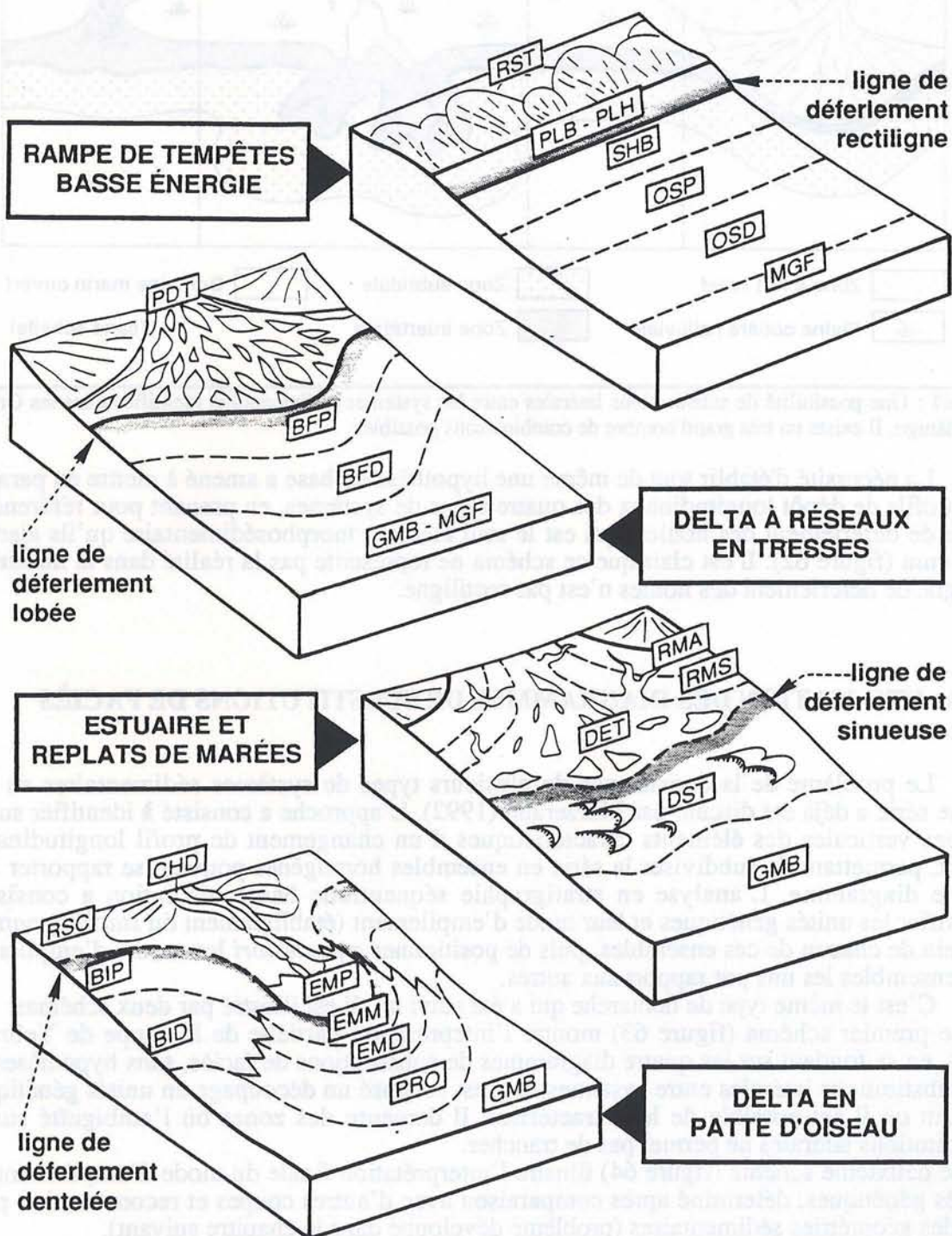


Fig. 60 : Positions relatives des faciès dans les quatre types de systèmes sédimentaires reconnus dans la Formation des Grès de Sabiñánigo, avec : (a) - système de rampe de tempêtes basse énergie, (b) - système de delta à réseaux en tresses, (c) - système d'estuaire, (d) - système d'embouchure deltaïque. Les codes de faciès correspondent aux définitions du paragraphe I.1., les zones en grisé figurent la ligne de déferlement de la houle.

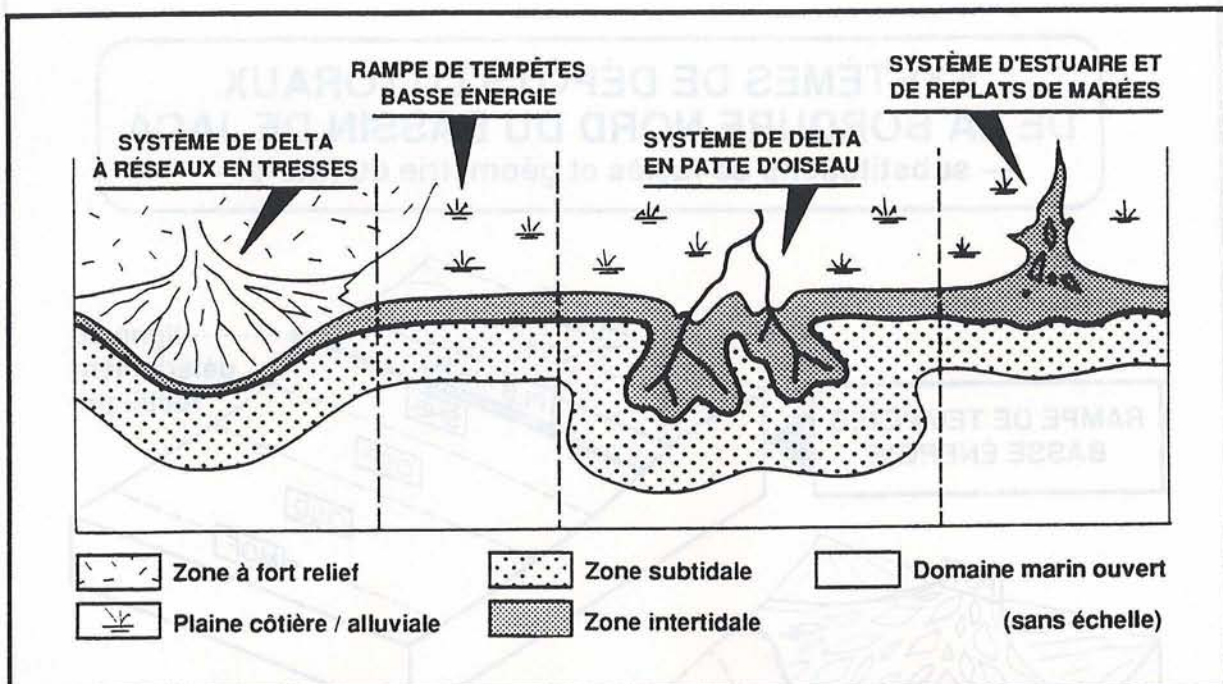


Fig. 61 : Une possibilité de substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires identifiés dans les Grès de Sabiñánigo. Il existe un très grand nombre de combinaisons possibles

La nécessité d'établir tout de même une hypothèse de base a amené à mettre en parallèle les profils de dépôt longitudinaux des quatre types de systèmes, en prenant pour référence la ligne de déferlement des houles, qui est le seul élément morphosédimentaire qu'ils aient en commun (figure 62). Il est clair que ce schéma ne représente pas la réalité dans la mesure où la ligne de déferlement des houles n'est pas rectiligne.

III.3. UTILISATION DES DIAGRAMMES DE SUBSTITUTIONS DE FACIÈS

Le problème de la coexistence de plusieurs types de systèmes sédimentaires au sein d'une série a déjà été discuté par Merzeraud (1992). L'approche a consisté à identifier sur les coupes verticales des éléments caractéristiques d'un changement de profil longitudinal de dépôt, permettant de subdiviser la série en ensembles homogènes pouvant se rapporter à un même diagramme. L'analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution a consisté à identifier les unités génétiques et leur mode d'empilement (établissement du *stacking pattern*) au sein de chacun de ces ensembles, puis de positionner *a posteriori* les motifs d'empilement des ensembles les uns par rapport aux autres.

C'est le même type de démarche qui a été suivi ici. Il est illustré par deux schémas.

- Le premier schéma (figure 63) montre l'interprétation partielle de la coupe de Yebra de Basa, en se fondant sur les quatre diagrammes de substitutions de faciès, sans hypothèses sur les substitutions latérales entre systèmes. Il y est proposé un découpage en unités génétiques, partout où il est possible de les caractériser. Il demeure des zones où l'ambiguïté sur les substitutions latérales ne permet pas de trancher.
- Le deuxième schéma (figure 64) illustre l'interprétation finale du mode d'empilement des unités génétiques, déterminé après comparaison avec d'autres coupes et reconstruction pas à pas des géométries sédimentaires (problème développé dans le chapitre suivant).

Il apparaît que l'analyse ponctuelle de la série ne permet pas de retrouver directement les signaux allocycliques (comparer le découpage entre les figures 63 et 64). **Le problème d'ambiguïtés de substitutions latérales existe non seulement entre les différents faciès d'un système, mais aussi entre les systèmes.**

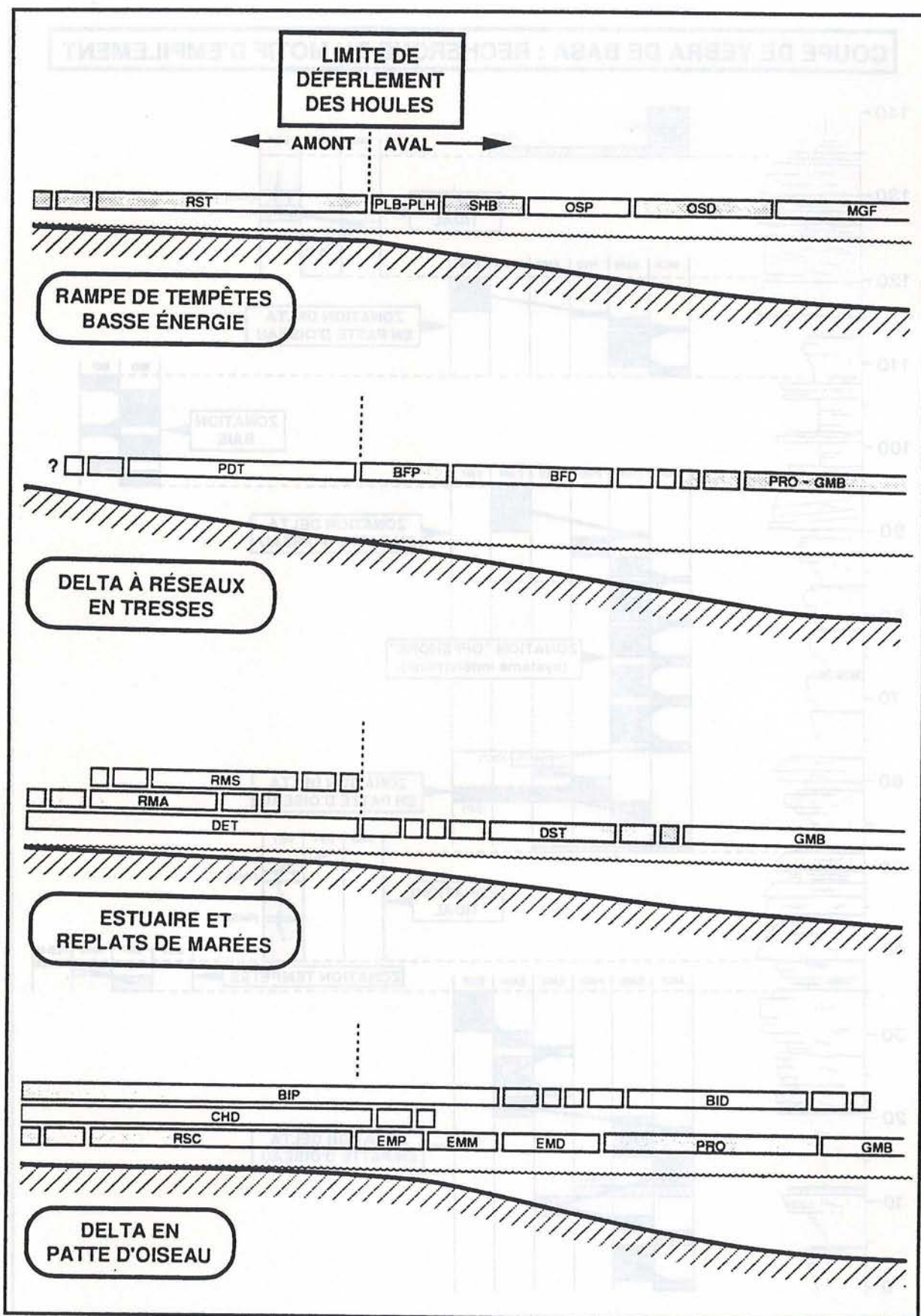


Fig. 62 : Hypothèse de substitutions latérales entre les quatre types de systèmes sédimentaires présents dans les Grès de Sabiñánigo. Chaque système est représenté par un profil longitudinal idéal depuis le domaine proximal (à gauche) jusqu'au domaine distal (à droite). Le milieu de référence choisi est ici la ligne de déferlement des houles.

COUPE DE YEBRA DE BASA : RECHERCHE DU MOTIF D'EMPILEMENT

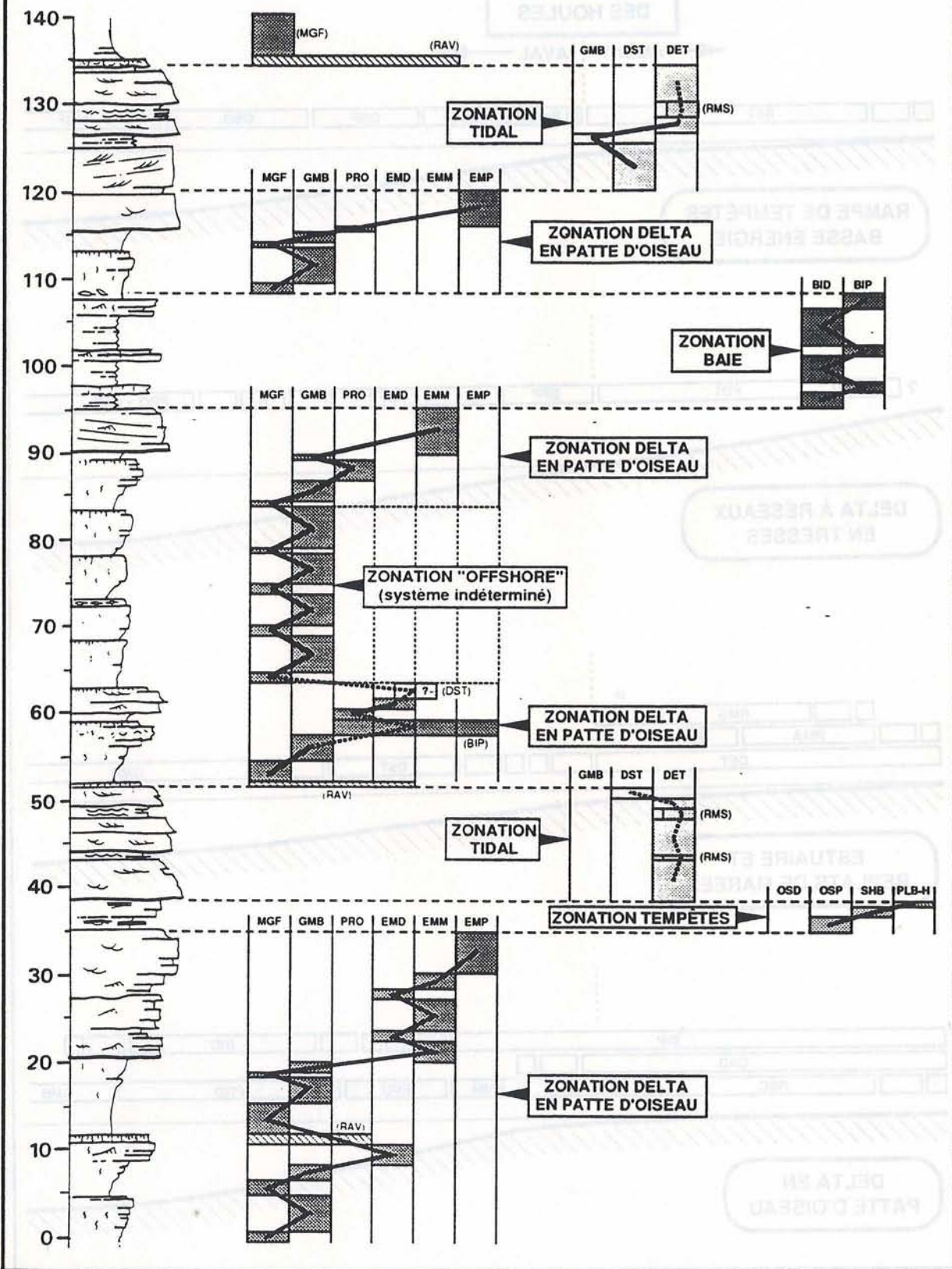


Fig. 63 : Identification d'unités génétiques dans la coupe de *Yebra de Basa*, sans hypothèses sur les possibilités de substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires. La série est subdivisée en ensemble cohérents au sein desquels l'analyse peut être faite en n'utilisant qu'un seul diagramme de substitution de faciès.

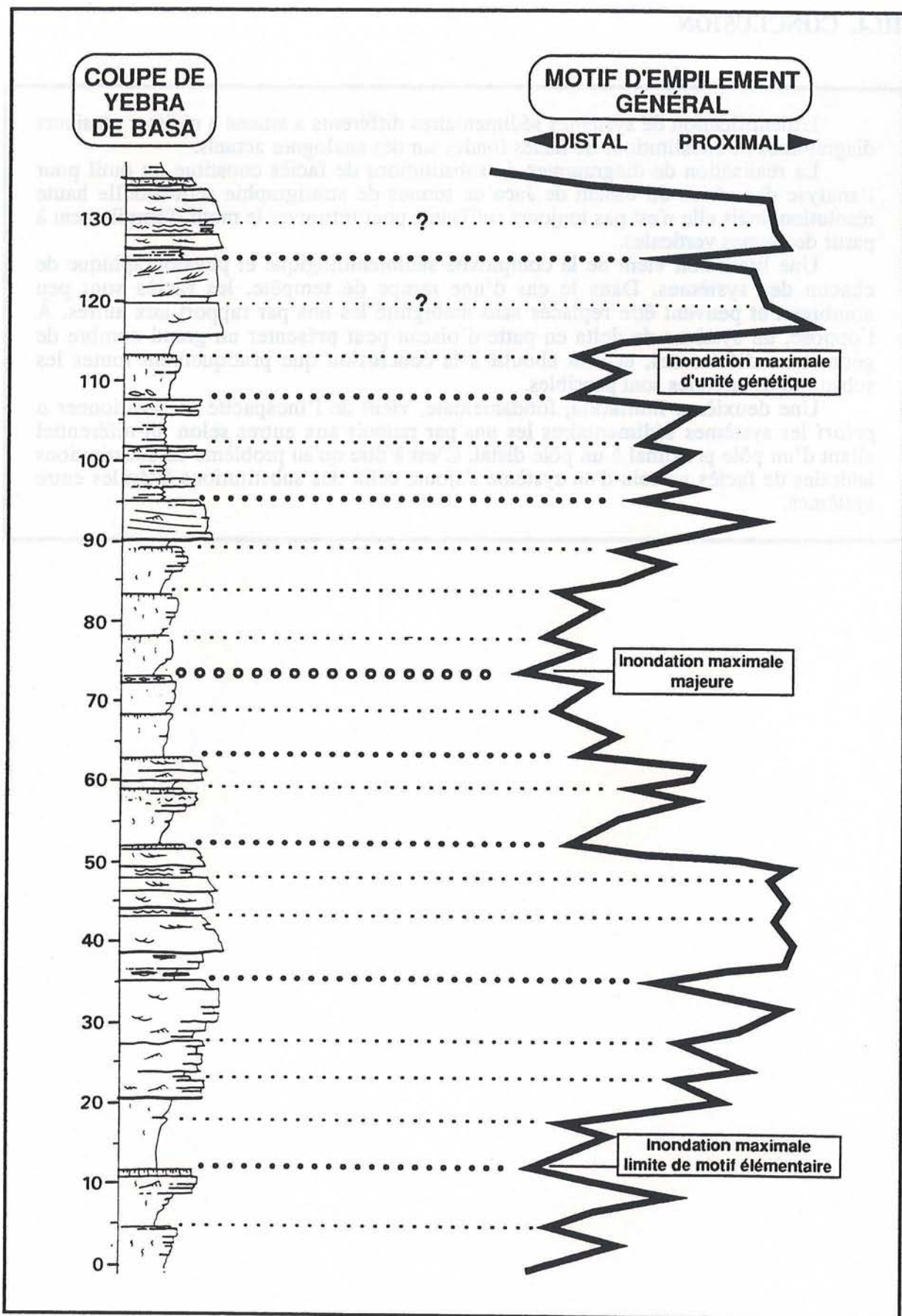


Fig. 64 : Motif d'empilement général pour la coupe de *Yebra de Basa*. Le motif d'empilement est rapporté à une échelle relative entre un pôle proximal et un pôle distal.

III.4. CONCLUSION

L'identification de systèmes sédimentaires différents a amené à réaliser plusieurs diagrammes de substitutions de faciès fondés sur des analogues actuels.

La réalisation de diagrammes de substitutions de faciès constitue un outil pour l'analyse des séries du bassin de Jaca en termes de stratigraphie séquentielle haute résolution, mais elle n'est pas toujours suffisante pour retrouver le motif d'empilement à partir de coupes verticales.

Une limitation vient de la complexité sédimentologique et physiographique de chacun des systèmes. Dans le cas d'une rampe de tempête, les faciès sont peu nombreux et peuvent être replacés sans ambiguïté les uns par rapport aux autres. À l'opposé, un système de delta en patte d'oiseau peut présenter un grand nombre de géométries différentes, et l'on aboutit à la conclusion que pratiquement toutes les substitutions latérales sont possibles.

Une deuxième limitation, fondamentale, vient de l'incapacité de positionner *a priori* les systèmes sédimentaires les uns par rapport aux autres selon un référentiel allant d'un pôle proximal à un pôle distal. C'est à dire qu'au problème de substitutions latérales de faciès au sein d'un système s'ajoute celui des substitutions latérales entre systèmes.

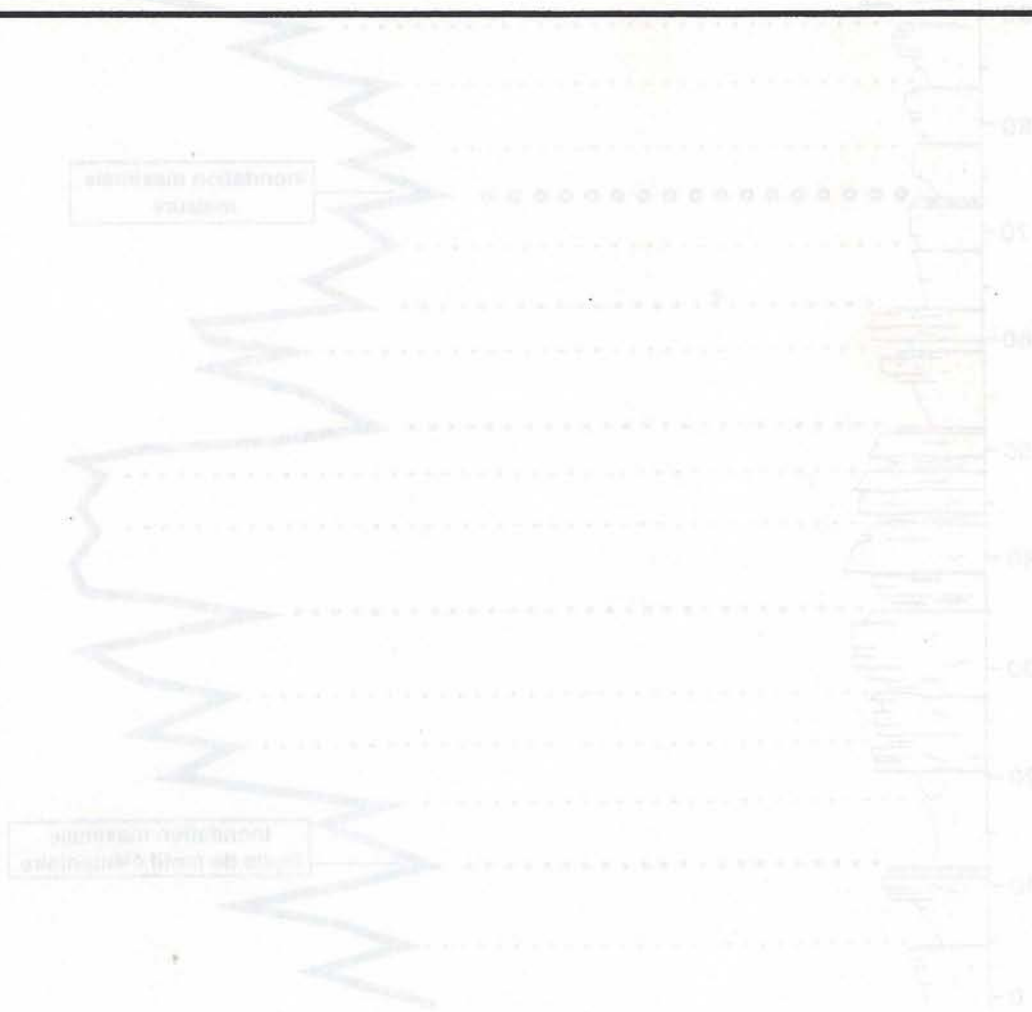


Fig. 14. Diagramme de substitutions de faciès pour le bassin de Jaca. Les courbes de l'axe vertical représentent les faciès sédimentaires et les courbes de l'axe horizontal les positions relatives des pôles proximal et distal.

— Chapitre 2 —

**GÉOMÉTRIES DES SYSTÈMES DE DÉPÔTS DANS
L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA**

La reconstitution des géométries sédimentaires des séries deltaïques de l'Éocène supérieur du bassin de Jaca a été abordée à plusieurs échelles avec :

- (1) une étude de détail sur une formation gréseuse d'extension limitée de la bordure nord du bassin : les Grès de Sabiñánigo (approche à l'échelle hectométrique),
- (2) une étude plus générale sur l'ensemble des dépôts deltaïques affleurant dans la bordure sud du bassin, afin d'identifier les facteurs de contrôle des caractéristiques des systèmes sédimentaires (approche à l'échelle kilométrique),
- (3) une étude sur la base de données de sismique, destinée à reconnaître les grands traits de la structure du bassin (approche à l'échelle régionale).

Les affleurements des bordures nord et sud du bassin ont fait l'objet d'une étude de détail aboutissant à la reconstitution de géométries à haute résolution. Ceci a pu être réalisé en mettant en œuvre deux approches stratigraphiques, avec d'une part la stratigraphie séquentielle haute résolution, et d'autre part la stratigraphie "physique".

- L'étude en stratigraphie séquentielle haute résolution par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques a été réalisée sur la base de coupes sériées. Chacune des coupes a été interprétée à l'aide de la sédimentologie de faciès en termes d'une succession d'unités génétiques, avec distinction de motifs d'empilement élémentaires puis du motif d'empilement général, suivant la méthode exposée dans la première partie de ce mémoire.
- L'approche en stratigraphie physique est fondée sur l'interprétation de panneaux de photos d'affleurements, ultérieurement calibrés par un suivi sur le terrain des surfaces et objets identifiés sur les photos.

**I. GÉOMÉTRIES SÉDIMENTAIRES DANS LA BORDURE NORD :
L'EXEMPLE DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO**

**I.1. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO À L'ÉCHELLE DE
LA BORDURE NORD DU BASSIN**

La Formation des Grès de Sabiñánigo affleure dans le flanc nord de l'anticlinal du río Basa à l'est du río Gállego, et tout le long du flanc sud de cet anticlinal jusqu'en Navarre, où les affleurements prennent un caractère discontinu.

Cette formation a été étudiée essentiellement par Hehuwat (1970), Puigdefábregas (1975), Remacha *et al.* (1987, 1991) et Toledo (1989). Elle est constituée de faciès proximaux de front deltaïque à influences de marées dans tout le flanc nord de l'anticlinal du río Basa et dans son flanc sud entre la terminaison périclinale orientale et le village de Orús (Hehuwat, 1970, Puigdefábregas, 1975). Ces faciès deltaïques proximaux montrent une influence

dominante de l'hydrodynamique fluviale. À l'ouest du village de Orús, dans le flanc sud de l'anticlinal, cette formation prend rapidement un caractère plus distal (faciès de plate-forme externe), puis se perd progressivement vers l'ouest par passage latéral de faciès dans les marnes d'Arro-Fiscal (Puigdefábregas, 1975 ; Remacha *et al.*, 1987 ; Toledo, 1989). À partir de la ville de Sabiñánigo les bancs de grès amorcent des cliniformes contenant des petites turbidites, ce qui indique la transition à un environnement de pente. Les Grès de Sabiñánigo conservent une valeur morphologique jusqu'au sud de la ville de Jaca. Au delà, leur identification est plus hasardeuse. Puigdefábregas (1975) pense que cette formation peut être caractérisée jusque dans la région de Berdún, où elle serait représentée par un niveau de bancs plus silteux à la transition entre les Marnes d'Arro-Fiscal et les Marnes de Pamplona.

Il existe un problème d'attribution stratigraphique dans la zone synclinale de Gracionepel-Jaca. Puigdefábregas (1975) y cartographie la formation des Marnes de Pamplona directement au-dessus des Marnes d'Arro-Fiscal, sans indiquer entre les deux la présence des Grès de Sabiñánigo. Pour Remacha *et al.* (1987), cette interprétation est erronée. Ces auteurs considèrent que les marnes attribuées par Puigdefábregas à la Formation de Pamplona appartiennent en fait à celle d'Arro-Fiscal (= de Larrés). Les derniers niveaux, plus gréseux à petits chenaux turbiditiques, situés au cœur du synclinal représenteraient la partie basale des Grès de Sabiñánigo, constitués ici de faciès de plate-forme externe et de talus (figure 65).

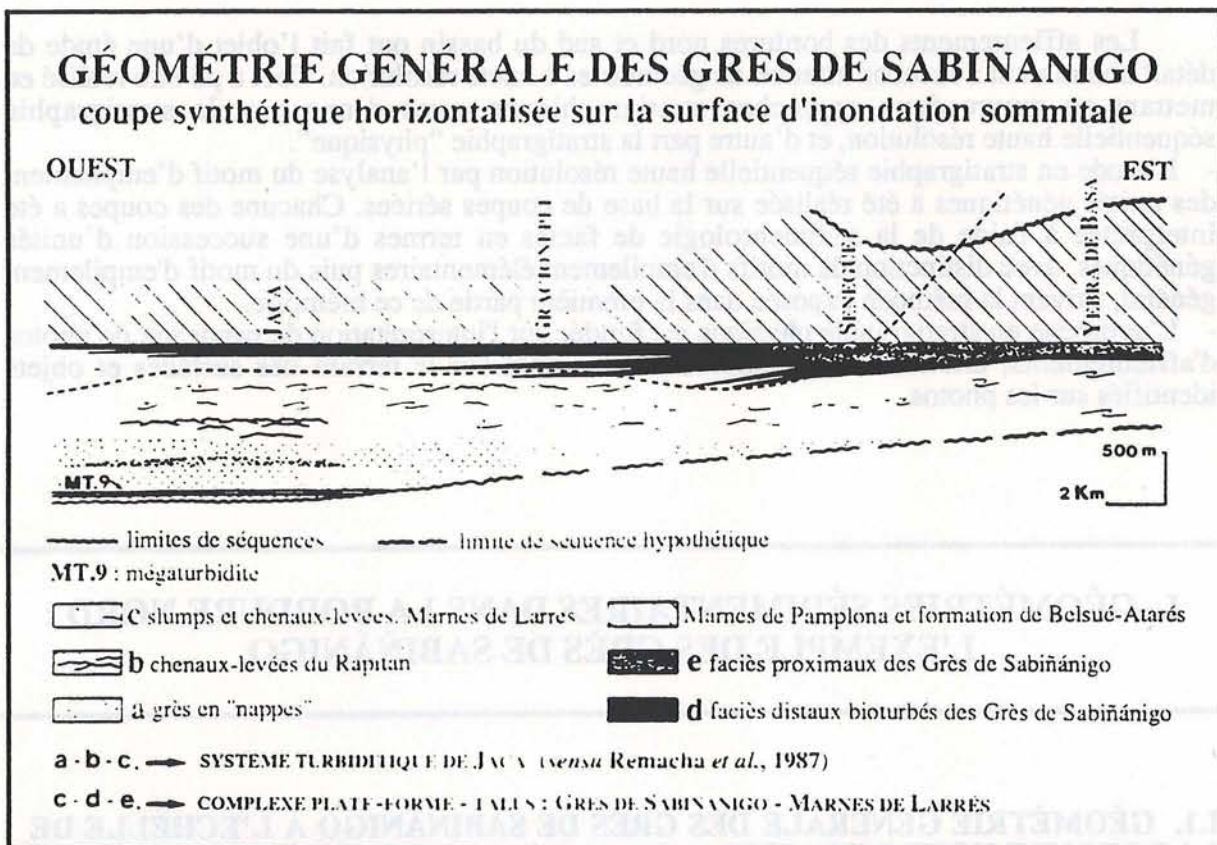


Fig. 65 : Coupe schématique illustrant les rapports entre la partie supérieure du Flysch de Hecho (Lobe de Jaca-Fiscal, selon Mutti *et al.*, 1988), les Marnes de Larrés ou Marnes d'Arro-Fiscal, et les Grès de Sabiñánigo (en noir). La ligne en pointillés figure la limite d'érosion actuelle. Modifié de Remacha *et al.* (1987).

Les données de terrain montrent que l'hypothèse de Remacha *et al.* est la plus vraisemblable :

- Cinq kilomètres à l'est de Gracionepel, les Grès de Sabiñánigo forment deux barres pluridécamétriques, avec des grès très grossiers et des niveaux à petits graviers en faciès proximal de front de delta à réseaux en tresses. Il paraît peu probable que la formation passe si rapidement vers l'ouest en faciès très distal, au point de n'être plus identifiable.

- Au sud de Gracionepel, dans le flanc sud de l'anticlinal du río Basa, les Grès de Sabiñánigo forment une série pluri-hectométrique de grès marneux en faciès de plate-forme externe. La polarité des Grès de Sabiñánigo étant du nord-est vers le sud-ouest, ceux-ci devraient être représentés en faciès au moins aussi proximal dans le flanc nord de l'anticlinal.

L'hypothèse proposée par Remacha *et al.* (1987) d'attribution des faciès de Jaca-Gracionepel au Marnes d'Arro-Fiscal sera donc retenue.

I.2. GÉOMÉTRIE DÉTAILLÉE

I.2.1. LES DONNÉES - LA REPRÉSENTATION DES GÉOMÉTRIES

L'étude de détail de la géométrie des Grès de Sabiñánigo a été effectuée dans le flanc nord de l'anticlinal du río Basa à l'est de la ville de Sabiñánigo. Le choix de cette zone repose sur la nécessité d'étudier les faciès proximaux de front de delta, qui de plus présentent d'excellentes conditions d'affleurement dans cette zone. Le travail de reconstitution des géométries a été mené en partie à partir de la corrélation de 23 coupes sérieées (figure 66 et Planche I hors texte). Ce travail a également reposé sur l'interprétation d'un panneau continu de photos aériennes obliques couvrant la totalité de la ligne d'affleurement étudiée (figure 67 et Planche II hors texte).

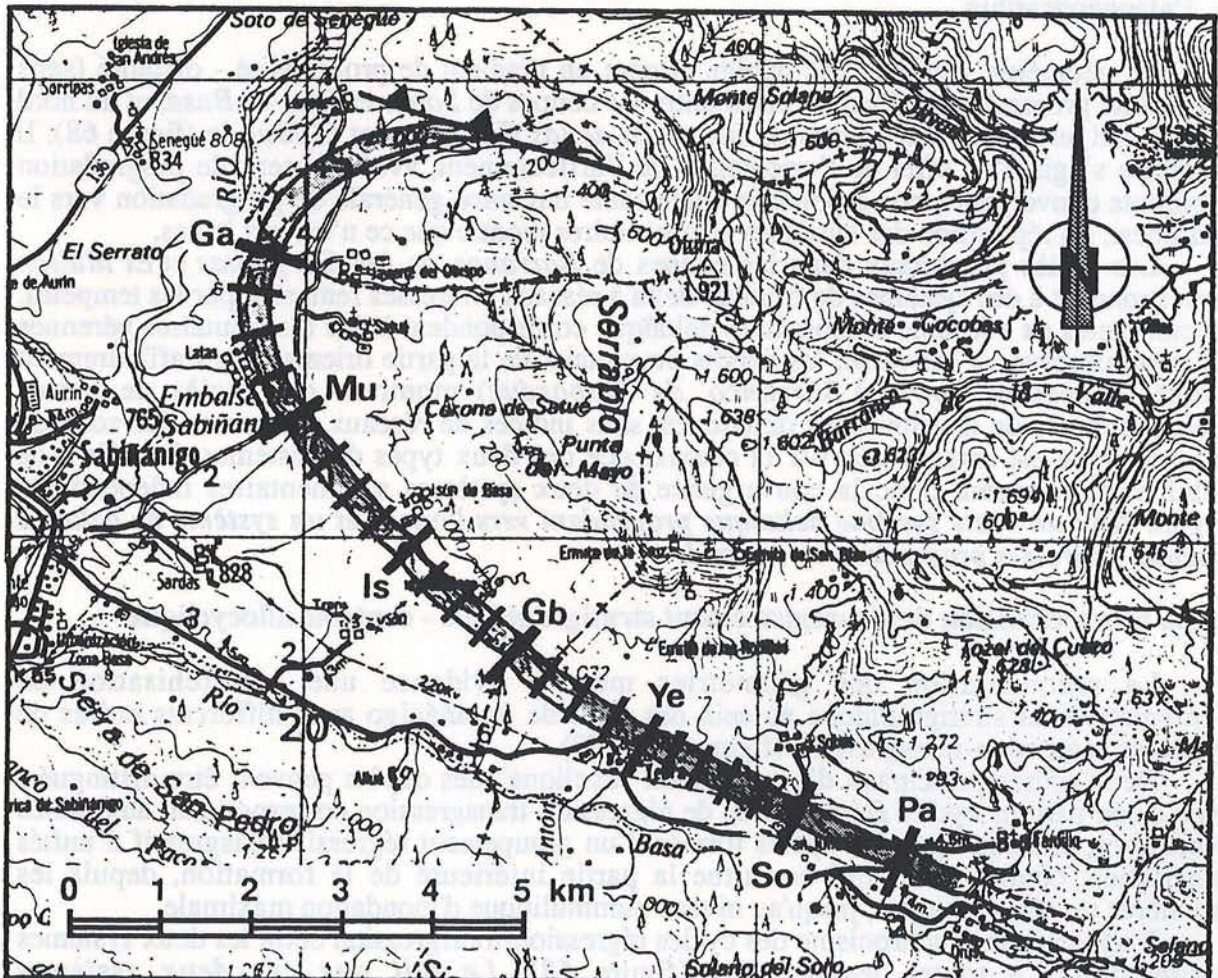


Fig. 66 : Localisation des coupes dans les Grès de Sabiñánigo. Les coupes représentées en traits épais sont les coupes de référence, levées au 1:40e, les autres correspondent à des coupes intermédiaires, levées au 1:100e. Pa : Barranco de Pardinalla - So : Sobas - Ye : Yebra de Basa - Gb : Barranco de Gabardue - Is : Isún de Basa - Mu : El Mullón - Ga : Barranco de las Gargantas.

I.2.2. MISE EN ÉVIDENCE DES PARTICULARITÉS GÉOMÉTRIQUES

a. L'expansion stratigraphique

La série montre une expansion stratigraphique vers l'ouest (figures 68 et 69), qui a deux origines possibles :

- La première hypothèse est que la partie orientale du bassin présentait au moment du dépôt un pendage structural vers l'ouest. Un tel pendage général existe, mais il est limité au flanc ouest de l'anticlinal de Boltaña, et la zone étudiée ne semble pas affectée directement par cette structure. En outre, les coupes est-ouest du bassin de Jaca présentes dans la littérature (Puigdefábregas, 1975 ; Cámara et Klimovitz, 1985) ne suggèrent pas l'existence d'un tel basculement régional vers l'Ouest.

- La seconde hypothèse s'appuie sur la relation existant entre les variations d'épaisseur observées dans les Grès de Sabiñánigo et les structures tectoniques locales (anticlinal du río Basa, synclinal de S^{ta} Orosia, chevauchement de Oturia). Le maximum d'expansion (coupe de *Barranco de las Gargantas*) se situe au cœur du synclinal de S^{ta} Orosia, et la série tend à s'amincir vers l'est, au fur et à mesure que la ligne d'affleurement se rapproche de la charnière de l'anticlinal du río Basa.

Bien que l'existence d'une expansion stratigraphique globale vers l'ouest demeure envisageable, *il semble très probable que les variations d'épaisseur observées dans les Grès de Sabiñánigo soient l'image d'un fonctionnement précoce des grandes structures N110° de la bordure nord du bassin.*

b. Paléogéographie

La géométrie générale des dépôts montre un gradient de proximalité - distalité (sens général de progradation) d'est en ouest entre les coupes de *Sobas* et *Isún de Basa*, et du nord vers le sud au niveau des coupes de *Barranco de las Gargantas* et *El Mullón* (figure 68). Il aurait pu s'agir d'un effet de l'orientation de l'affleurement, avec des sens de progradation apparents convergents, correspondant à une seule tendance générale de progradation vers le sud-ouest. La répartition des systèmes sédimentaires montre que ce n'est pas le cas.

Les faciès proximaux dans les coupes de *Barranco de las Gargantas* et *El Mullón* correspondent à des systèmes de front de delta à réseaux en tresses remaniés par les tempêtes. Aucun faciès de véritable embouchure deltaïque correspondant à des distributaires pérennes n'y a été observé. À l'inverse, les dépôts proximaux de la partie orientale de l'affleurement étudié (coupes de *Sobas* à *Barranco de Gabardue*) montrent des faciès de barres d'embouchures de distributaires deltaïques, sans indices de réseaux en tresses. La zone de *Isún de Basa* est caractérisée par la coexistence des deux types de systèmes. Les Grès de Sabiñánigo montrent donc la convergence de deux systèmes sédimentaires indépendants (figure 70) : *un vaste système deltaïque progradant vers l'ouest, et un système de deltas à réseaux en tresses progradant vers le sud.*

c. La hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique - contrôle allocyclique

La reconstitution des géométries met en évidence une hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique au sein des Grès de Sabiñánigo avec différents ordres de cycles de régression-transgression (figures 68 et 69).

Deux ordres principaux d'organisation "cyclique" des dépôts peuvent être distingués, avec d'une part les cycles élémentaires de régression-transgression correspondant aux unités génétiques, et d'autre part les cycles formés d'un groupement régressif-transgressif d'unités génétiques, comme celui qui constitue la partie inférieure de la formation, depuis les premières unités génétiques, jusqu'au niveau nummulitique d'inondation maximale.

Il apparaît un synchronisme des cycles régression-transgression entre les deux systèmes sédimentaires à toutes les échelles (figure 68). *Le fait que ces deux systèmes sédimentologiquement indépendants progradent ou rétrogradent simultanément indique que les cycles de régression-transgression observés résultent de phénomènes allocycliques.* Un comportement purement autocyclique devrait se traduire par des évolutions différentes dans le temps entre le système deltaïque et le système de deltas à réseaux en tresses.

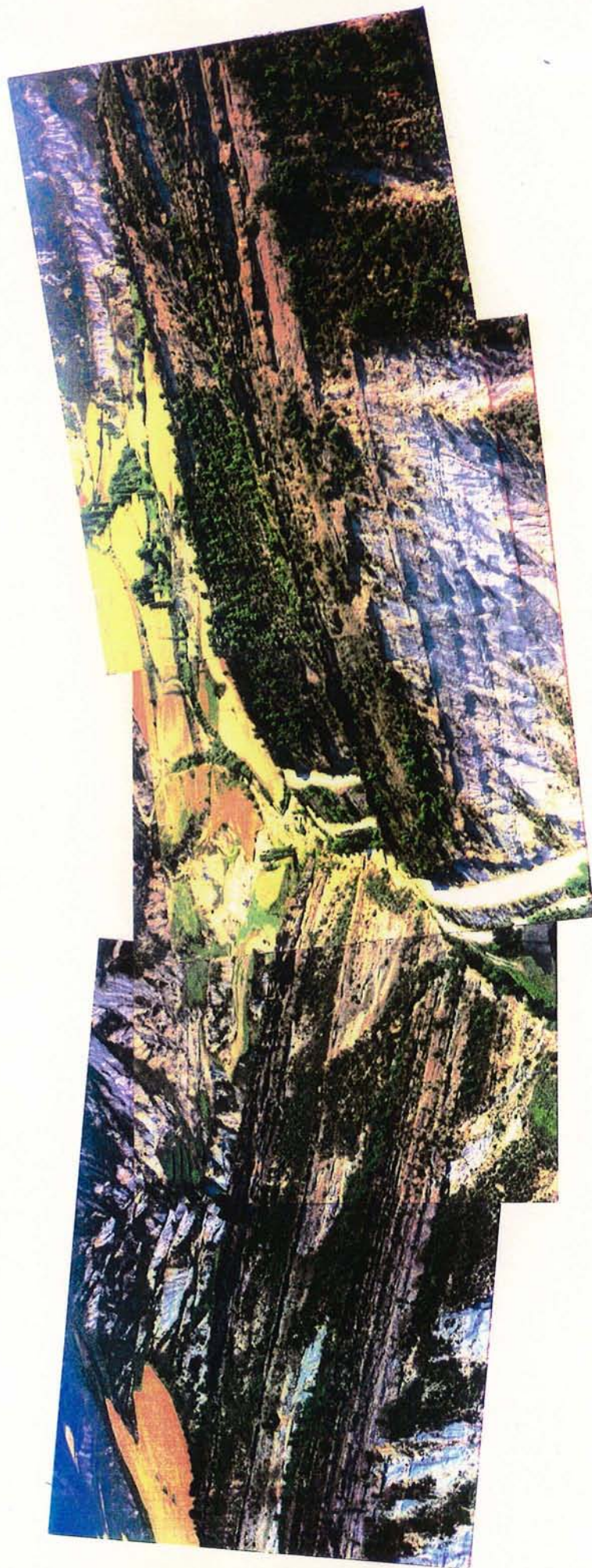
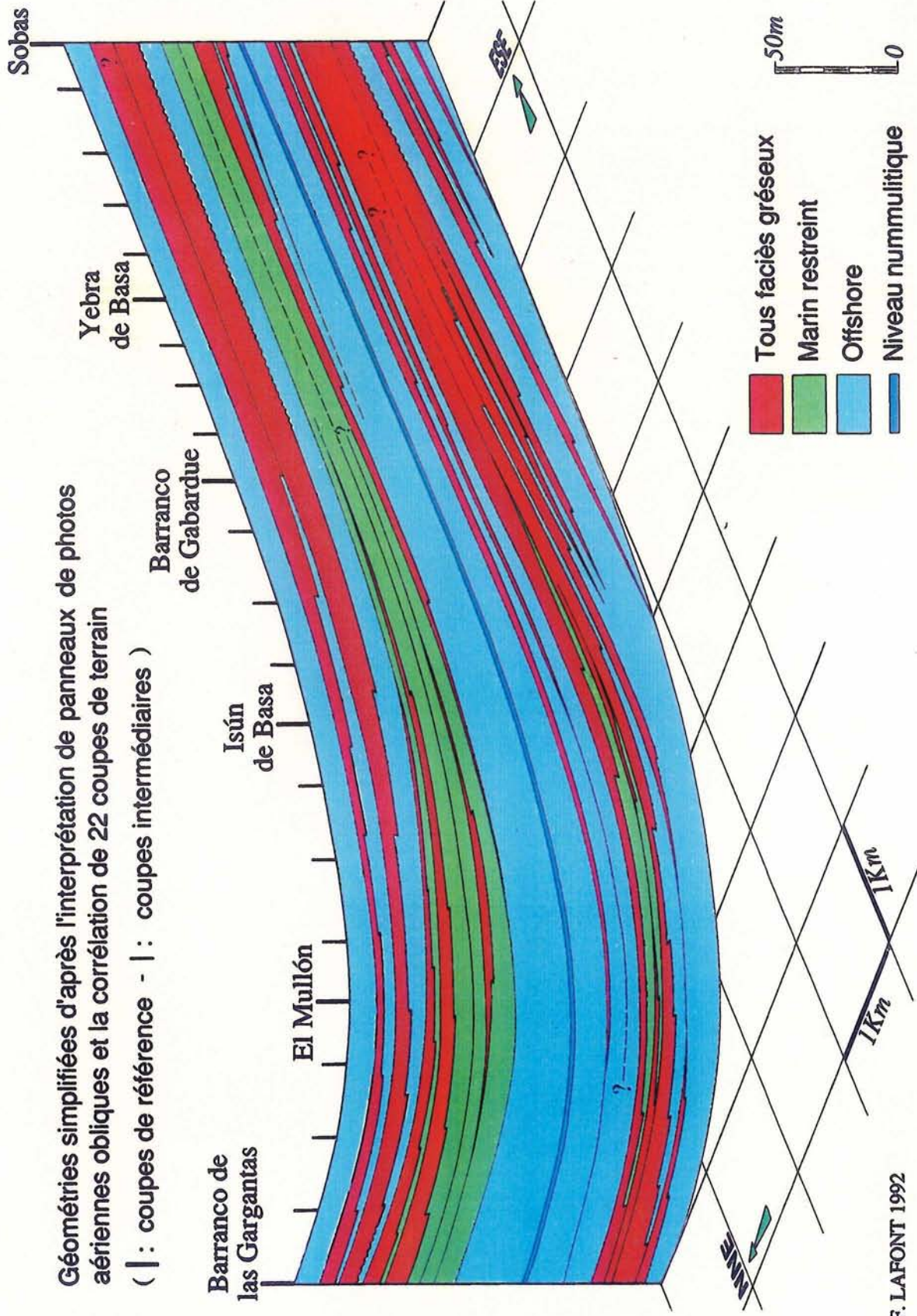


Fig. 67 : Vue aérienne oblique en direction du nord-est des Grès de Sabinánigo au-dessus du village de Yebra de Basa. La série présente un pendage normal d'une cinquantaine de degrés vers le nord-est.



ifp F. LAFONT 1992

Fig. 68 : Géométrie générale des faciès gréseux dans les Grès de Sabinánigo entre les coupes de Sobas et de Barranco de las Gargantas.

Mapa de la República de Guatemala, 1975. Escala: 1:250,000. Fuente: Instituto Geográfico de Guatemala.



- Ciudad Principal
- Ciudad
- Río
- Carretera Nacional

1. Límites de provincia. 2. Límites de departamento. 3. Límites de municipio. 4. Límites de cabecera municipal.

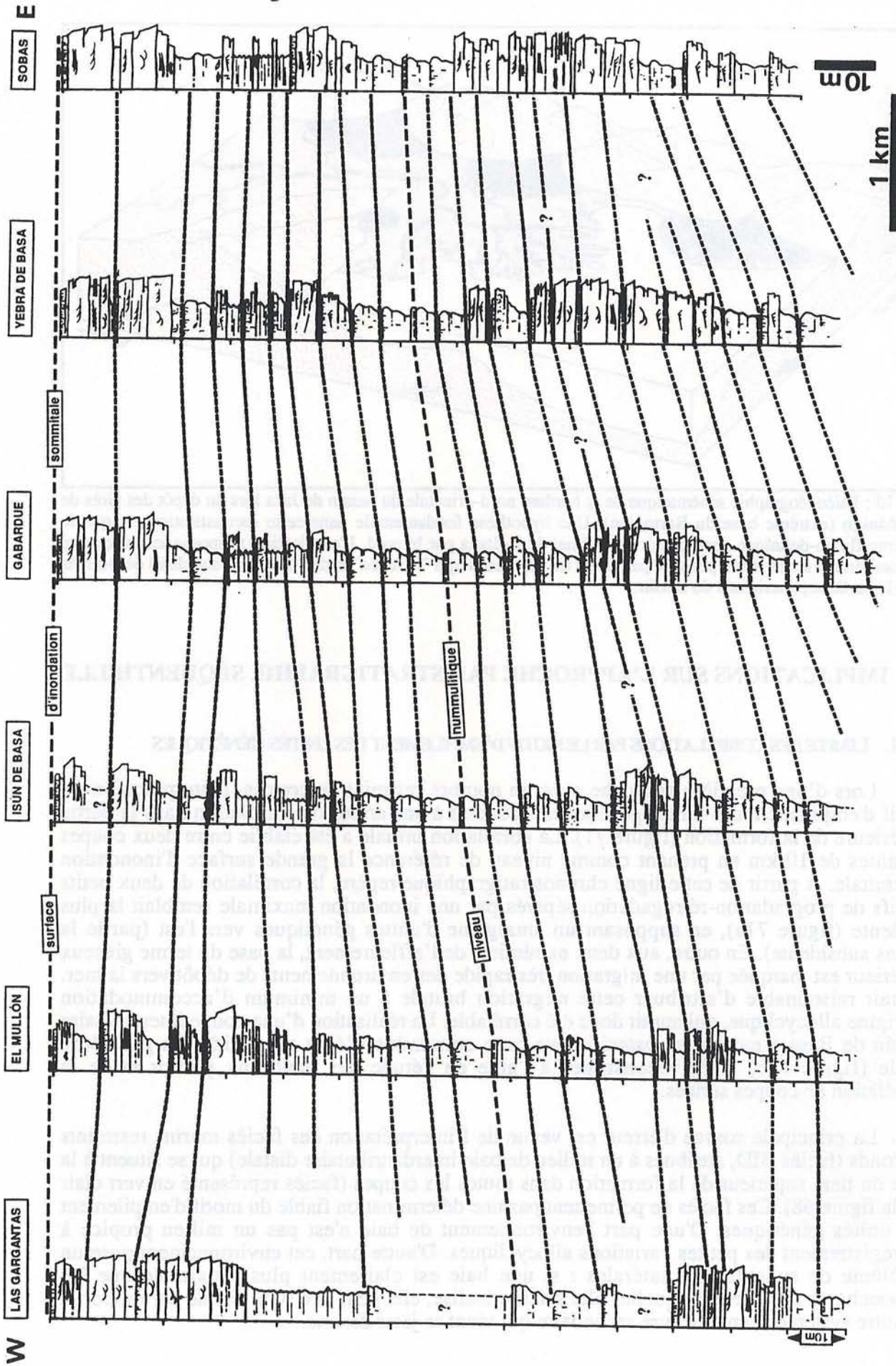


Fig. 69 : Corrélation des surfaces d'inondation maximale d'unités génétiques dans les Grès de Sabinánigo entre les coupes de Sobas et de Barranco de las Gargantas.

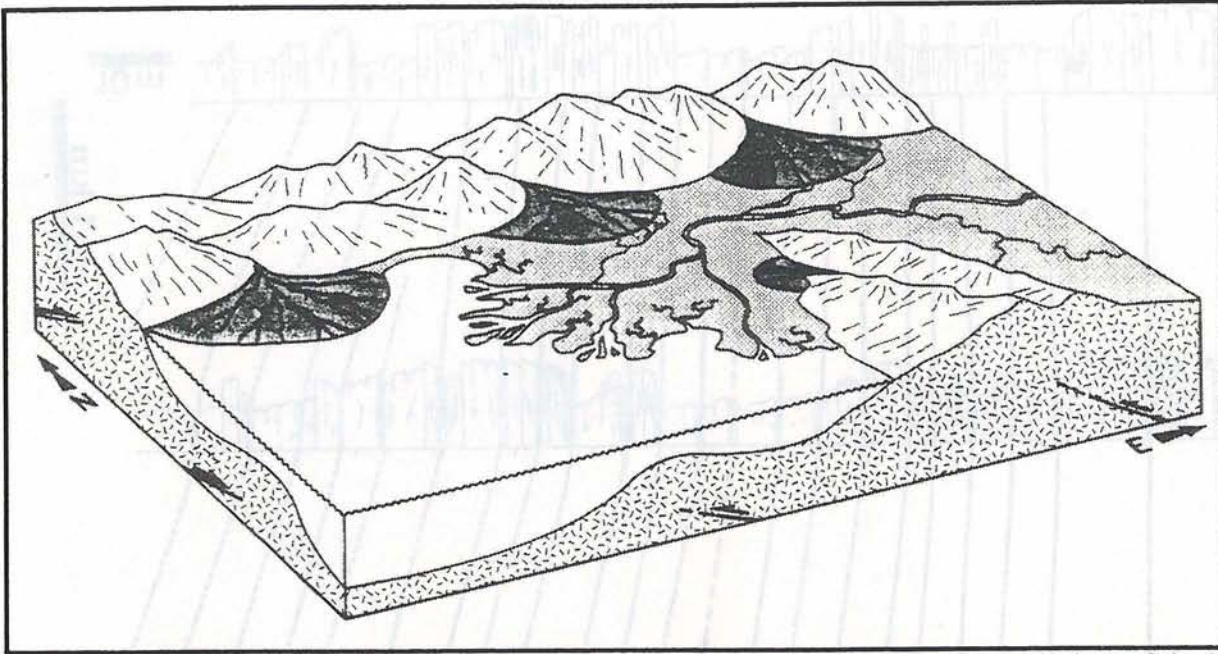


Fig. 70 : Paléogéographie schématique de la bordure nord-orientale du bassin de Jaca lors du dépôt des Grès de Sabiñánigo (extrême base du Bartonien). Une hypothèse fondamentale dans cette reconstitution est que le système fluvio-deltaïque contournait l'anticlinal de Boltaña par le nord. L'explication proposée ici est que ce contournement serait rendu possible par l'effet de flexuration qui "enfonce" la chamière de l'anticlinal de Boltaña dans la partie septentrionale du bassin.

I.3. IMPLICATIONS SUR L'APPROCHE PAR STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

I.3.1. LIMITE DES CORRÉLATIONS PAR LE MOTIF D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES

Lors d'une première approche avec un nombre restreint de coupes, l'interprétation du motif d'empilement des unités génétiques a conduit à une erreur de corrélation dans la partie supérieure de la formation (figure 71). La corrélation initiale a été établie entre deux coupes distantes de 10 km en prenant comme niveau de référence la grande surface d'inondation sommitale. À partir de cette ligne chronostratigraphique repère, la corrélation de deux petits motifs de progradation-rétrogradation séparés par une inondation maximale semblait la plus évidente (figure 71a), en supposant un amalgame d'unités génétiques vers l'est (partie la moins subsidente). En outre, aux deux extrémités de l'affleurement, la base du terme gréseux supérieur est marquée par une migration très rapide des environnements de dépôt vers la mer. Il était raisonnable d'attribuer cette migration brutale à un minimum d'accommodation d'origine allocyclique, qui aurait donc été corrélable. La réalisation d'une coupe intermédiaire à Isún de Basa a montré *a posteriori* que cette corrélation n'était pas valide. La géométrie réelle (figure 71b) a été reconstituée à l'aide de l'étude des panneaux photos et de la corrélation de coupes sériées.

La principale source d'erreur est venue de l'interprétation des faciès marins restreints profonds (faciès BID, attribués à un milieu de baie interdistributaire distale) qui se situent à la base du tiers supérieur de la formation dans toutes les coupes (faciès représenté en vert clair sur la figure 68). Ces faciès ne permettent pas une détermination fiable du motif d'empilement des unités génétiques. D'une part l'environnement de baie n'est pas un milieu propice à l'enregistrement des petites variations allocycliques. D'autre part, cet environnement pose un problème de substitutions latérales : si une baie est clairement plus proximale que les embouchures à l'arrière desquelles elle s'individualise, elle peut être plus distale par rapport à un autre système d'embouchure secondaire qui vient se jeter dedans.

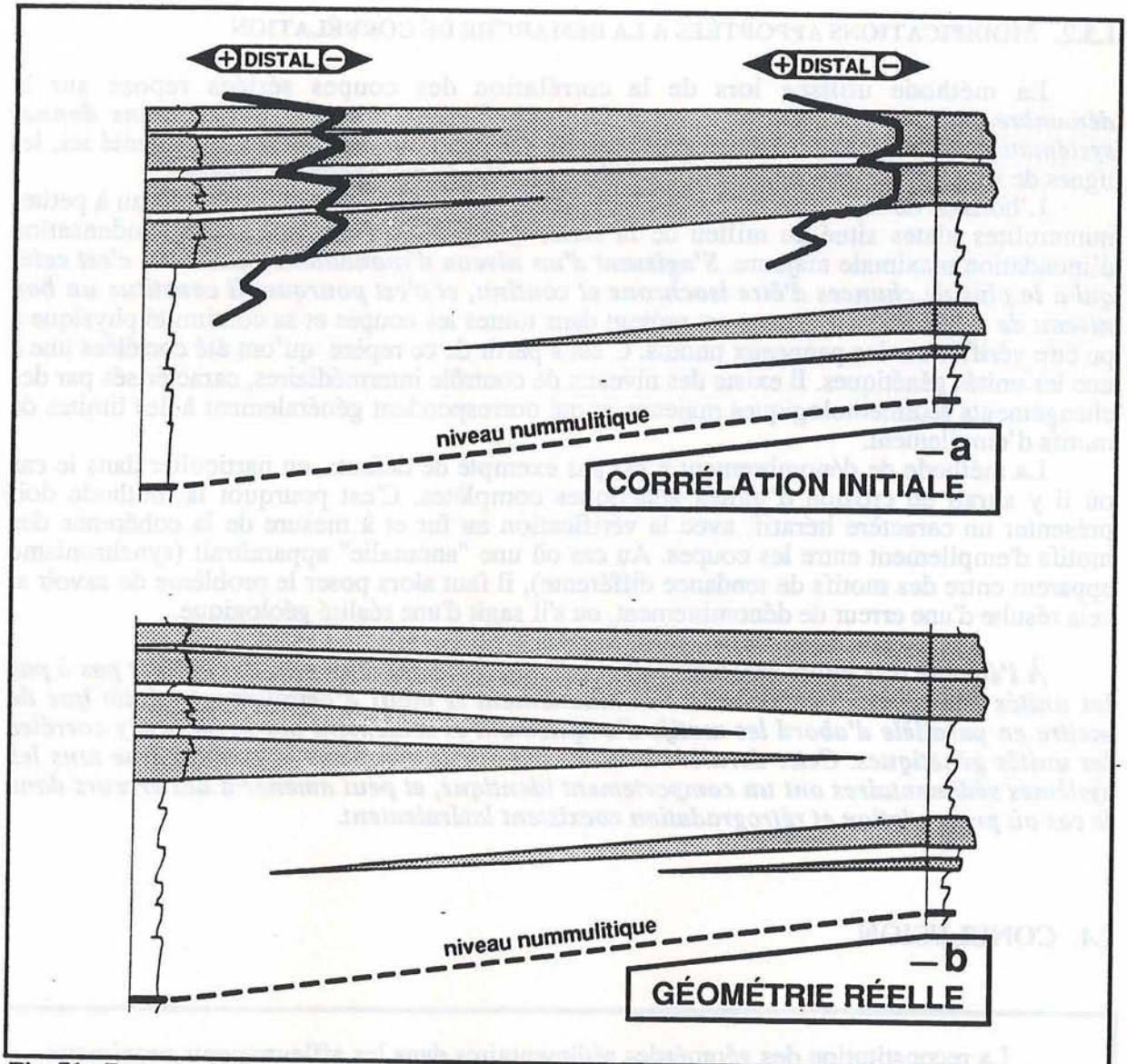


Fig. 71 : Exemple de limitation de la méthode de corrélation par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques dans le terme supérieur des Grès de Sabiñánigo. Le schéma du haut (a) montre la géométrie établie dans un premier temps en se fondant sur le motif d'empilement de la partie supérieure des coupes. Le schéma du bas (b) montre la géométrie finale obtenue après corrélation pas à pas des unités génétiques, avec un contrôle par les panneaux de photos aériennes.

La reconstitution de la géométrie réelle du tiers supérieur de la formation a reposé tout d'abord sur l'identification de surfaces spécifiques à partir des panneaux de photos aériennes obliques. Ceci a permis de tracer quelques lignes de corrélations fiables et de déterminer une architecture générale (voir la Planche II hors texte). Les photos ne sont néanmoins pas suffisantes pour identifier toutes les unités génétiques et reconstruire les géométries à haute résolution. Cette dernière étape a été menée à bien à partir de coupes sériées : les horizons de corrélation identifiés sur photos étant repérés sur chacune des coupes, les unités génétiques ont été corrélées pas à pas par **dénombrement** entre ces quelques horizons repérés.

Ce type de problème ne s'est posé que dans le tiers supérieur de la formation en raison de l'indétermination sur le motif d'empilement dans les faciès restreints. La corrélation initiale dans le terme inférieur de la série a été validée par l'étude des panneaux photos, mais n'a pas requis d'identifier au préalable des marqueurs physiques.

La principale difficulté pour les corrélations a donc résidé dans l'impossibilité d'établir avec certitude le motif d'empilement au sein des faciès confinés de baie, et de positionner ces faciès par rapport aux zonations des autres systèmes sédimentaires.

I.3.2. MODIFICATIONS APPORTÉES À LA DÉMARCHE DE CORRÉLATION

La méthode utilisée lors de la corrélation des coupes sériées repose sur le *dénombrement* des unités génétiques à partir de lignes de repère fiables, *sans donner systématiquement une prééminence au motif d'empilement*. Dans le cas présenté ici, les lignes de repères ont été identifiées ou validées par l'étude des panneaux photos.

L'horizon de référence le plus fiable dans les Grès de Sabinánigo est le niveau à petites nummulites plates situé au milieu de la série, qui peut être attribué à une condensation d'inondation maximale majeure. *S'agissant d'un niveau d'inondation maximale, c'est celui qui a le plus de chances d'être isochrone et continu, et c'est pourquoi il constitue un bon niveau de référence*. Ce niveau est présent dans toutes les coupes et sa continuité physique a pu être vérifiée sur les panneaux photos. C'est à partir de ce repère qu'ont été corréliées une à une les unités génétiques. Il existe des niveaux de contrôle intermédiaires, caractérisés par des changements sédimentologiques majeurs, et qui correspondent généralement à des limites de motifs d'empilement.

La méthode de dénombrement n'est pas exempte de défauts, en particulier dans le cas où il y aurait eu érosion d'unités génétiques complètes. C'est pourquoi la méthode doit présenter un caractère itératif, avec la vérification au fur et à mesure de la cohérence des motifs d'empilement entre les coupes. Au cas où une "anomalie" apparaîtrait (synchronisme apparent entre des motifs de tendance différente), il faut alors poser le problème de savoir si cela résulte d'une erreur de dénombrement, ou s'il s'agit d'une réalité géologique.

À l'échelle très haute résolution, il paraît plus prudent d'essayer de corréler pas à pas les unités génétiques, en contrôlant simultanément le motif d'empilement, plutôt que de mettre en parallèle d'abord les motifs d'empilement et seulement par la suite d'y corréler les unités génétiques. Cette dernière méthode repose par trop sur le postulat que tous les systèmes sédimentaires ont un comportement identique, et peut amener à des erreurs dans le cas où progradation et rétrogradation coexistent latéralement.

I.4. CONCLUSION

La reconstitution des géométries sédimentaires dans les affleurements proximaux des Grès de Sabinánigo a été réalisée sur la base d'une analyse sédimentologique et de stratigraphie séquentielle haute résolution, avec un contrôle par des photos de l'affleurement.

Ce travail a montré l'effet d'une expansion stratigraphique qui peut être attribuée à un mouvement précoce des structures anticlinales et chevauchantes de la bordure nord du bassin.

L'analyse des positions relatives des différents systèmes sédimentaires le long de la ligne d'affleurement a permis de retrouver le cadre paléogéographique général de la bordure nord-orientale du bassin de Jaca au début de l'Éocène supérieur. Il est montré la convergence de deux systèmes sédimentaires indépendants.

La reconstitution des géométries souligne l'existence d'une hiérarchisation de l'enregistrement stratigraphique en cycles de régression-transgression à différentes échelles qui sont d'origine allocyclique.

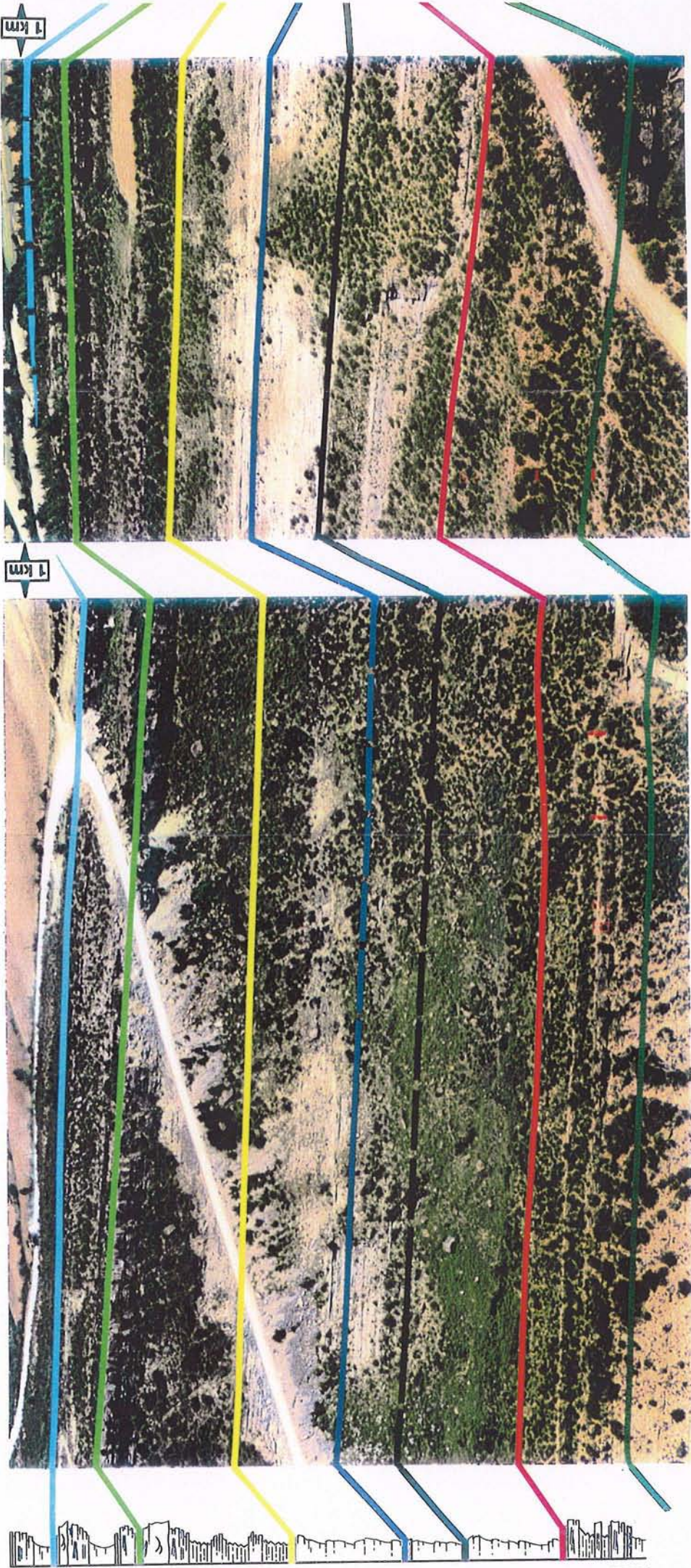
Cette étude a mis en évidence une limitation de la méthode de corrélation par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques. La complexité des faciès et la multiplicité des substitutions latérales possibles n'ont pas toujours permis de caractériser la tendance de l'empilement.

Il est proposé que la démarche de corrélation repose dans la mesure du possible sur le dénombrement des unités génétiques à partir d'une ligne-temps repère, plutôt que sur la mise en parallèle de tendances identiques entre les coupes.

Planche II — Feuille 1

**GRÈS DE SABIÑÁNIGO :
CORRÉLATIONS PHYSIQUES ENTRE EL MULLÓN
ET ISÚN DE BASA**

EL MULLÓN





ET MITTON

ET IGM DE BAS
CONSEILLONS ENIGNES ENLE ET MITTON
AGAV AQ NIGI TA
OJIMJIGAS PO SAS
SRES DE SAJIMJIGO

1 pilleat ... Il enoraat
1 pilleat ... Il enoraat

Planche II — Feuille 2

GRÈS DE SABIÑÁNIGO :
CORRÉLATIONS PHYSIQUES ENTRE ISÚN DE BASA
ET LE BARRANCO DE GABARDUE

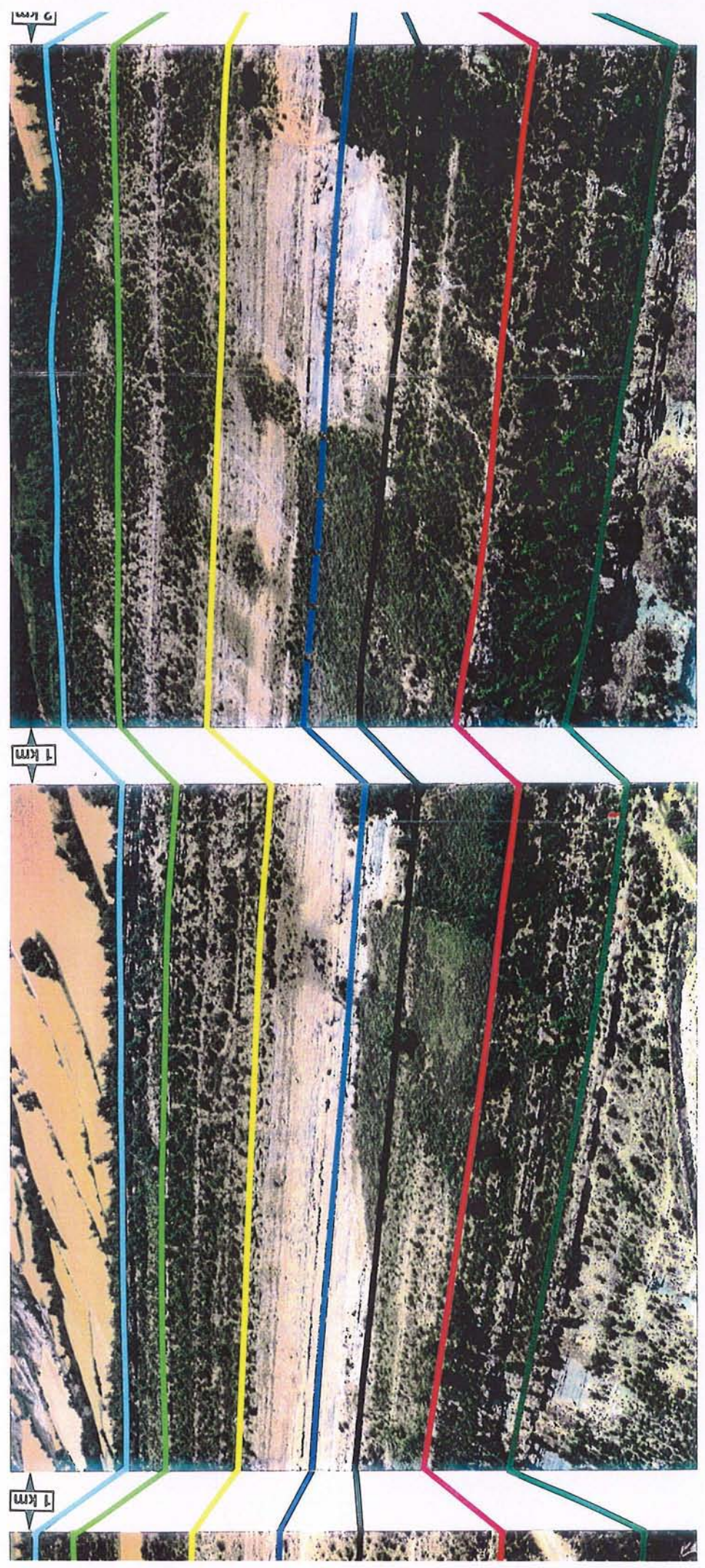
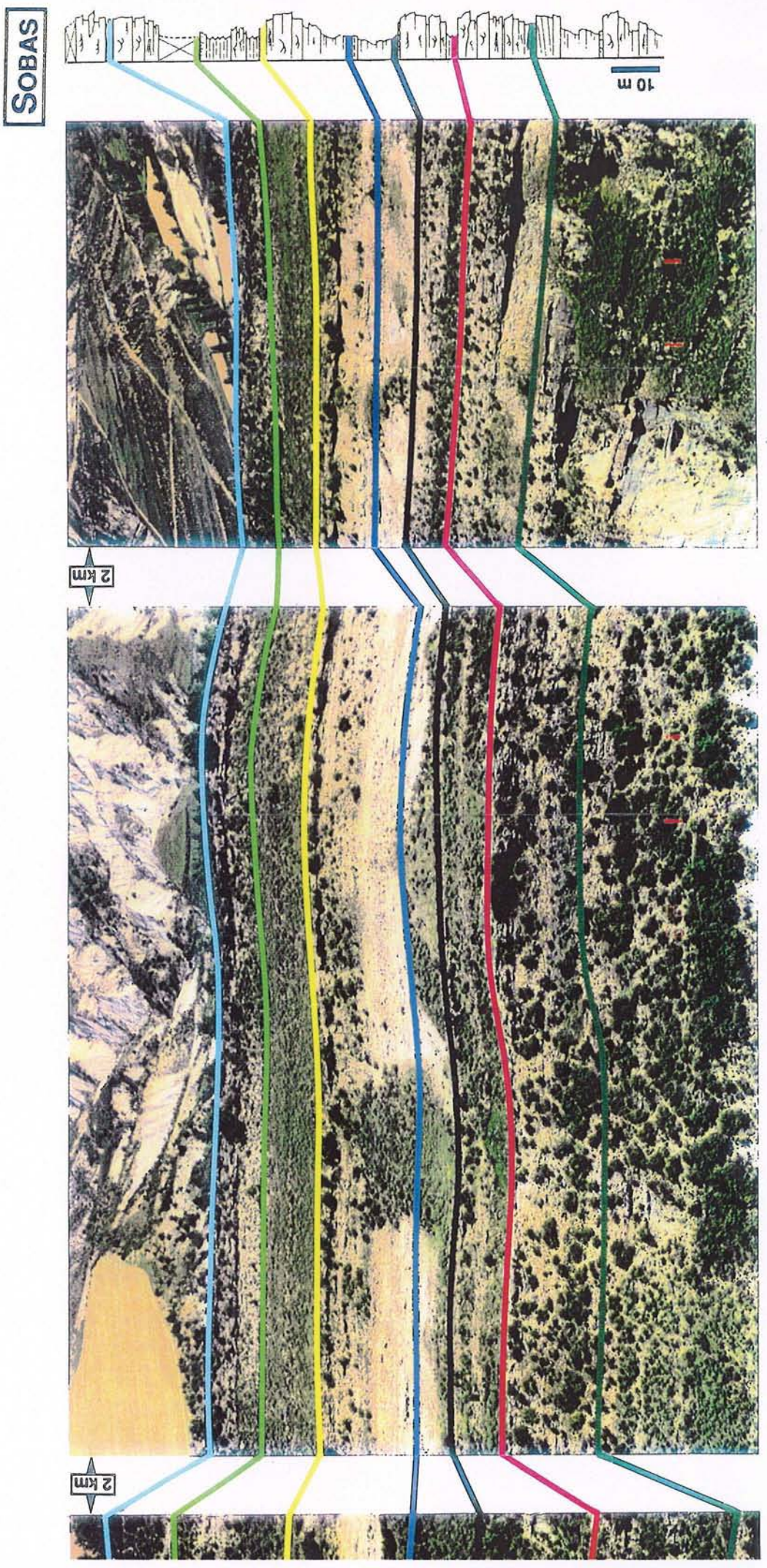


Planche II — Feuille 3

GRÈS DE SABIÑÁNIGO :
CORRÉLATIONS PHYSIQUES ENTRE LE BARRANCO
DE GABARDUE ET SOBAS



СОНОВ



DE OMBUDNE ET SOVS
 COMBETIONS ENKAKLES ENTE GE BANBAND
 SRES DE BANBAND :

БАНДОН — БАНДОН

II. GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DANS LA BORDURE SUD (RÉGION D'ARGUIS - BELSUÉ)

Dans la bordure sud du bassin de Jaca, l'Éocène supérieur affleure dans les Sierras Extérieures, le long d'une ligne grossièrement est-ouest depuis l'anticlinal de Boltaña jusqu'en Navarre. Cette zone est caractérisée par des plis d'axe nord-sud dans la partie orientale du bassin (zone étudiée). La série, qui repose sur les Calcaires de Guara (Lutézien), est composée essentiellement de marnes de plate-forme à rares niveaux calcaires et de grès de front de delta, elle évolue au sommet vers des dépôts purement fluviaux.

La géométrie particulière de la bordure sud du bassin de Jaca a déjà fait l'objet d'interprétations sédimentologiques et structurales. Elle est abordée dans les grandes synthèses sur le bassin de Jaca (Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Puigdefàbregas, 1975). Il existe des études plus particulièrement orientées sur les séries deltaïques, avec Medjadj (1985) et Nuñez del Prado (1986) pour l'aspect sédimentologique et pétrographique. Toledo (1989) a réalisé une étude sédimentologique et structurale à l'échelle du bassin ; il a en outre proposé la première interprétation de la bordure sud du bassin en termes de stratigraphie séquentielle. Cette zone a également fait l'objet de travaux spécifiques, avec l'étude sédimentologique et structurale de San Julian (1980), ainsi que l'analyse purement structurale de Blin et Mitouard (1990), appuyée par des modélisations analogiques. Enfin, Canudo *et al.* (1988) ont présenté une étude biostratigraphique très complète de cette zone, qui sera ici prise comme référence pour les datations.

Comme pour la bordure nord, les données de base sont des coupes sédimentologiques (figure 72 et Planche III hors texte) et des panneaux de photos d'affleurements, qui ont ici été réalisés depuis les crêtes des Sierras Extérieures. L'étude a été réalisée entre les anticlinaux de Gabardiella à l'est et de Bentué de rasal à l'ouest (figures 73 et 74).

En raison du très fort contrôle structural synsédimentaire et des variations latérales d'épaisseur très importantes, la reconstitution des géométries a reposé sur un jeu permanent entre différentes approches. La stratigraphie physique a été un outil essentiel pour fournir des lignes de repère. La stratigraphie séquentielle haute résolution a permis de proposer un schéma de corrélations dans les zones où aucun "marqueur physique" n'a pu être suivi (en particulier au niveau des anticlinaux). Les variations latérales d'épaisseur considérables (dans un rapport de 1 à 5...) et les conditions d'affleurement localement assez médiocres n'ont pas permis de travailler à l'échelle "très haute résolution" par dénombrement des unités génétiques. Les corrélations ont été établies en prenant comme unités stratigraphiques des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, avec une possibilité d'erreurs et de "décalage" de quelques unités génétiques de part et d'autre de l'anticlinal d'Arguis.

II.1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DANS LA BORDURE SUD DU BASSIN

II.1.1. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU SUBSTRAT

La caractéristique majeure de la bordure sud du bassin est la forte structuration en anticlinaux d'axe nord-sud dont le développement contrôle la sédimentation au cours de l'Éocène supérieur (figure 75). L'analyse de la géométrie de ces anticlinaux revêt donc une importance particulière pour l'étude des géométries sédimentaires.

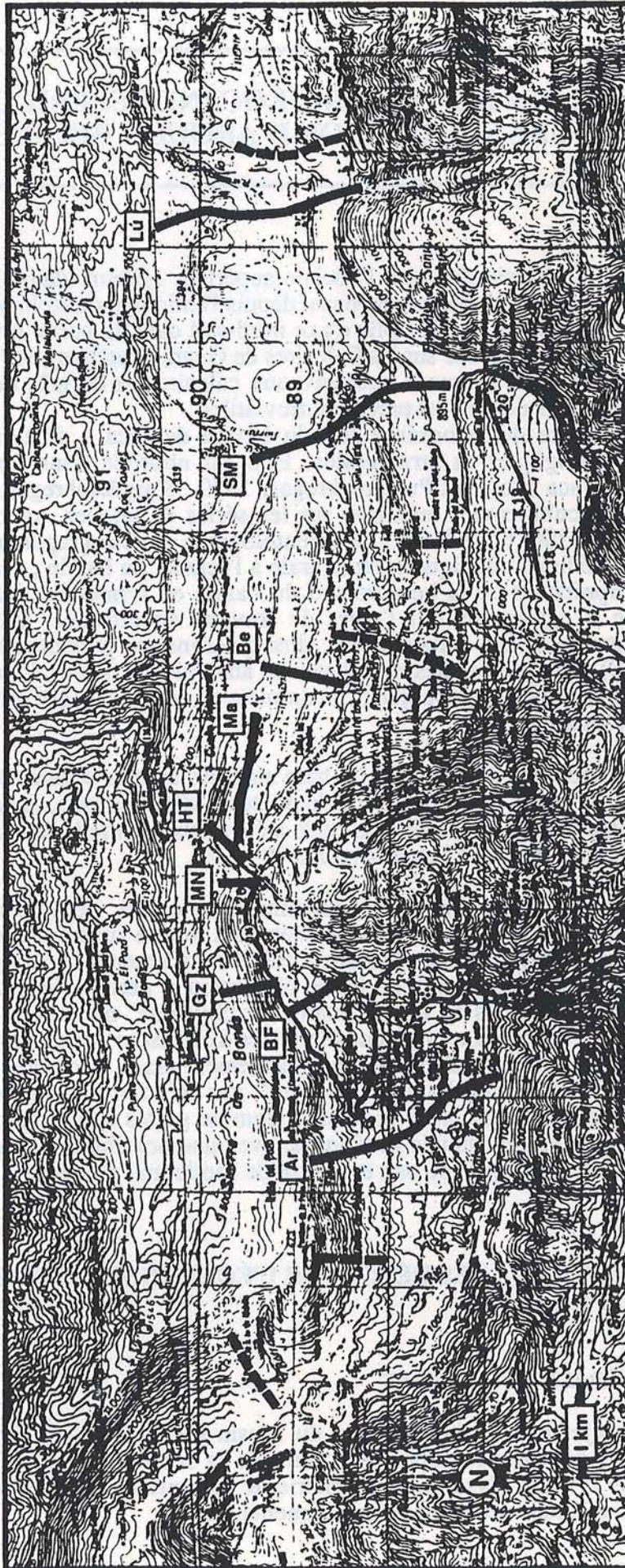


Fig. 72 : Position des principales coupes mesurées dans la bordure sud du bassin (certaines petites coupes de détail ne sont pas représentées). Les pointillés indiquent des coupes de contrôle levées sommairement. Lu : Lúsera - SM : Santa Maria de Belsué - Be : Belsué - Ma : Manzanera - HT : Ligne haute tension - MN : Mesón Nuevo - Gz : Gazoduc - BF : Barranco el Fulco - Ar : Arguis.

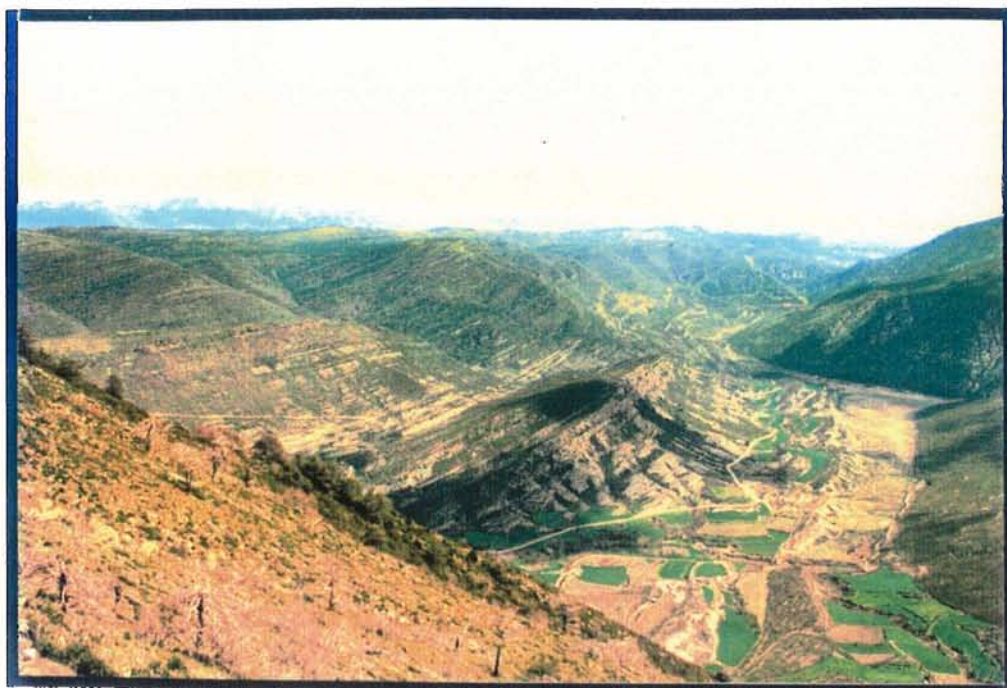
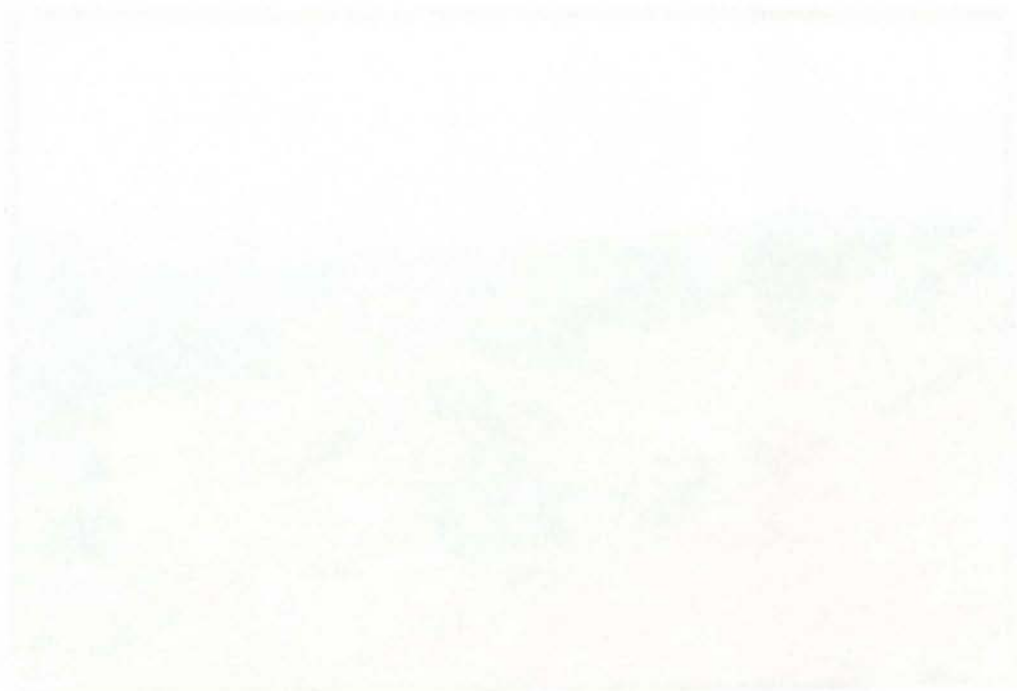


Fig. 73 : Vue générale vers l'est du synclinal de Belsué et de l'anticlinal de Gabardiella depuis la Sierra del Aguila (sommets de l'anticlinal d'Arguis).



Fig. 74 : Vue générale vers l'ouest du synclinal d'Arguis et de l'anticlinal de Bentué de Rasal depuis la Sierra del Aguila (sommets de l'anticlinal d'Arguis).



Faint text caption below the first image, likely describing the subject or conditions of the scan.



Faint text caption below the second image, likely describing the subject or conditions of the scan.

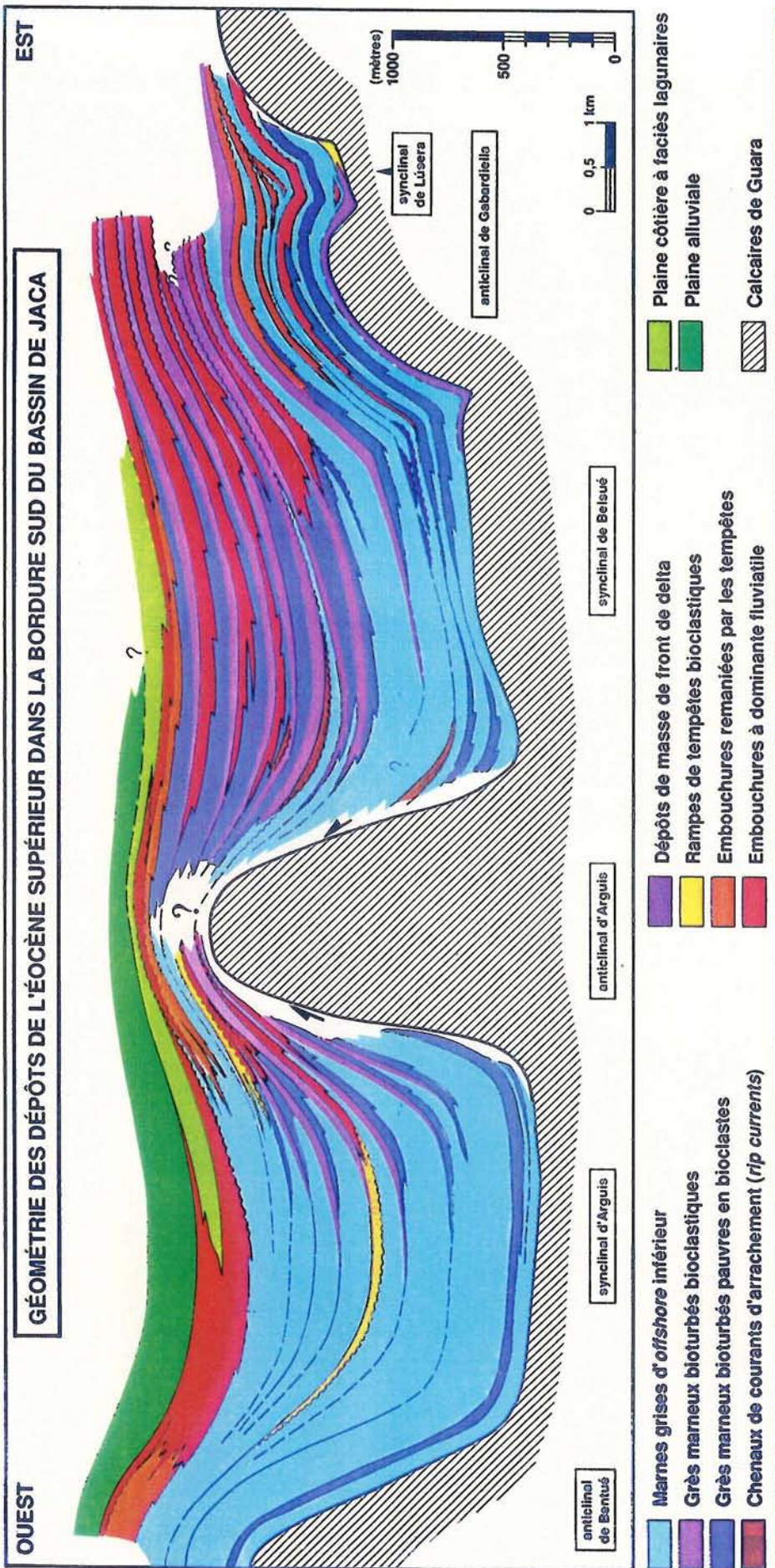


Fig. 75 : Coupe verticale simplifiée des dépôts de l'Éocène supérieur entre les anticlinaux de Gabardiella, à l'est, et de Bentioué de Rasal, à l'ouest. Cette section a été établie par corrélation des coupes de terrain et en partie par cartographie des faciès sur l'affleurement. Les limites d'extension des différents faciès procèdent d'un découpage arbitraire et ne sont donc qu'indicatives. Par ailleurs, certains objets très peu épais mais caractéristiques ont été "dilatés". C'est le cas principalement des remplissages de chenaux de courants d'arrachement, des dépôts de masse, et de certains dépôts d'embouchures situés sur l'anticlinal de Gabardiella. La distinction entre grès bioturbés bioclastiques ou non réside dans la plus grande fréquence de l'un ou de l'autre, ces faciès présentant en réalité des interstratifications d'échelle métrique. Il en est de même pour les faciès d'embouchure, c'est "l'enveloppe" des dépôts d'embouchure des groupements d'unités génétiques qui a été figurée. Il existe dans le détail une interstratification de ces faciès avec des dépôts d'offshore.

Map of the United States

This map shows the United States divided into several regions. The regions are color-coded and labeled as follows:

- Northwest:** Shaded in light blue, covering the Pacific Northwest and parts of the Rocky Mountains.
- West:** Shaded in light green, covering the Pacific Northwest and parts of the Rocky Mountains.
- Southwest:** Shaded in light red, covering the Southwest and parts of the Rocky Mountains.
- Central:** Shaded in light yellow, covering the central part of the United States.
- East:** Shaded in light blue, covering the Eastern United States.

- Northwest
- West
- Southwest
- Central
- East



Map of the United States showing regional divisions.

a. Le style de déformation

Les anticlinaux sont relativement étroits, symétriques à légèrement déjetés. Les synclinaux sont larges, coffrés et "pincés" (figure 75). Il est difficile de définir avec précision des charnières synclinales : le synclinal de Belsué présente deux zones plus profondes dans ses parties latérales, séparées par un léger relief au centre, qui ne peut néanmoins pas être qualifié d'anticlinal. Ceci suggère que la déformation procède purement d'une montée des anticlinaux par rapport aux cuvettes synclinales, qui ne sont pas ou peu déformées.

Les axes anticlinaux sont actuellement basculés de quarante à cinquante degrés vers le nord. Pour Blin et Mitouard (1990), qui ont procédé à une étude détaillée de ces structures, une composante résiduelle de 15 à 20 degrés vers le nord après débasculement suggère une terminaison périanticlinale vers le nord. L'anticlinal d'Arguis, qui a une largeur de 2000 m pour une hauteur de 1000 m présente une géométrie presque hémicylindrique. L'anticlinal de Gabardiella est plus complexe mais il peut néanmoins être subdivisé en deux portions de cylindres. Ces structures sont relativement symétriques, certains auteurs y voient un léger déversement vers l'ouest (Puigdefábregas, 1975 ; Blin et Mitouard, 1990), d'autres vers l'est (San Julian, 1980). Quoi qu'il en soit, cette association d'anticlinaux à section sub-cylindrique et de synclinaux à fond plat peut être attribuée à plusieurs styles de structuration (figure 76) : (1) des rampes de chevauchement à 45° avec un faible déplacement, (2) des "anticlinaux de détachement" (*detachment folds* : Jamison, 1987, appelés *lift off folds* lorsqu'ils sont symétriques : Mitra et Namson, 1989) évoluant vers (3) des plis "d'expulsion verticale" (*pop-up structures* ; voir McClay, 1992) impliquant un niveau de décollement basal, et enfin (4) des structures diapiriques, hypothèse envisagée par San Julian (1980).

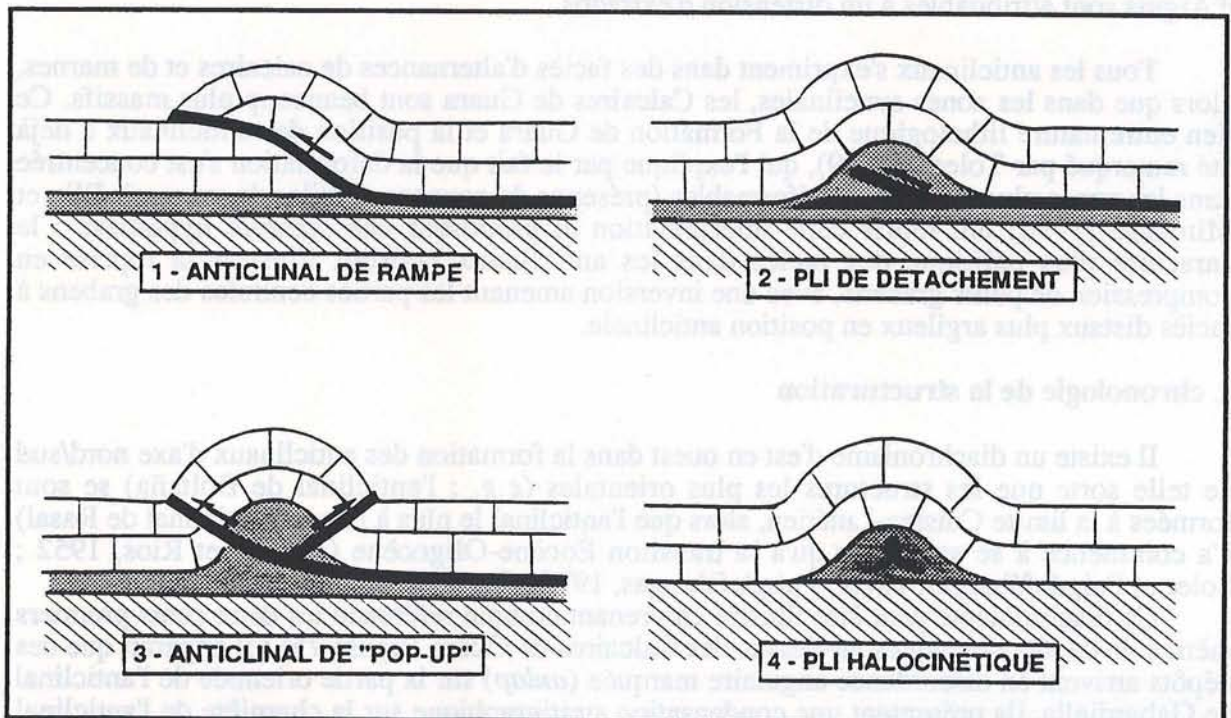


Fig. 76 : Quatre mécanismes possibles de formation des anticlinaux à partir de deux niveaux de rhéologies différentes : anticlinaux de rampes — latérales ou frontales (1) ; plis de détachement de type *lift-off folds* (2), pouvant évoluer en structures d'expulsion verticale ou *pop-up structures* (3) ; plis halocinétiques (4).

b. Géométrie des anticlinaux - analyse de terrain

- *L'anticlinal de Gabardiella* montre des pincements très nets, voire de petites failles inverses à la transition avec le synclinal de Belsué ainsi qu'aux extrémités du petit synclinal de Lúsera, situé au sein de cette structure. Cet anticlinal "composite" ne fait pas apparaître de vergence de déversement claire, son aspect à l'affleurement suggère une géométrie intermédiaire entre pli de détachement et structure d'expulsion verticale (*pop-up*).

- *L'anticlinal d'Arguis* est légèrement déjeté vers l'ouest. Blin et Mitouard (1990) considèrent qu'il correspond à un chevauchement aveugle (affleurant plus au sud) à vergence ouest. Cette hypothèse peut être discutée si l'on prend en compte que le flanc supposé normal de cet anticlinal présente un pendage de 70° vers l'est. Ceci exigerait un plan de chevauchement très redressé ou une géométrie complexe de type *foreland dipping duplex* ou *imbricate fan* (voir McClay, 1992) à l'intérieur du pli. Du fait de l'absence de failles inverses à la transition avec les synclinaux, cette structure est ici attribuée à un pli de détachement presque symétrique de type *lift-off fold*. San Julian (1980) a émis l'hypothèse que ce pli puisse avoir une origine halocinétique. Plusieurs arguments vont dans ce sens, avec (1) la présence de Trias salifère au cœur de l'anticlinal, (2) la forme symétrique, (3) le maximum de "profondeur" des synclinaux au pied de l'anticlinal, avec de surcroît le petit bombement au sein du synclinal de Belsué qui peut évoquer une structure en tortue (*turtle structure* d'interdiapirs). Pour Blin et Mitouard (1990), les données microtectoniques et la structure interne de l'anticlinal excluent une origine halocinétique. Il n'est néanmoins pas exclu ici l'hypothèse d'une composante en montée diapirique, ayant pu initier la structure, même si le mécanisme majeur semble bien être un raccourcissement par compression. Cet anticlinal présente au niveau de sa charnière des systèmes de failles normales constituant un graben d'extrados.

- *L'anticlinal de Bentué de Rasal* présente un déversement vers l'ouest plus net que dans le cas de l'anticlinal d'Arguis, néanmoins il existe localement des pendages supérieurs à 80° vers l'est dans son flanc supposé normal, et comme pour l'anticlinal d'Arguis, l'hypothèse de simple pli de propagation sur chevauchement aveugle reste discutable. Il existe une série de petites failles normales situées juste à l'est de l'axe anticlinal, qui comme pour l'anticlinal d'Arguis sont attribuables à un distension d'extrados.

Tous les anticlinaux s'expriment dans des faciès d'alternances de calcaires et de marnes, alors que dans les zones synclinales, les Calcaires de Guara sont beaucoup plus massifs. Ce lien entre nature lithologique de la Formation de Guara et la position des anticlinaux a déjà été remarqué par Toledo (1989), qui l'explique par le fait que la déformation s'est concentrée dans les zones plus facilement déformables (présence de couches ductiles de marnes). Blin et Mitouard (1990) ont repris cette interprétation et proposent une seconde hypothèse : le caractère plus pélitique des faciès dans les anticlinaux pourrait illustrer la reprise en compression de petits grabens, avec une inversion amenant les parties centrales des grabens à faciès distaux plus argileux en position anticlinale.

c. chronologie de la structuration

Il existe un diachronisme d'est en ouest dans la formation des anticlinaux d'axe nord/sud de telle sorte que les structures les plus orientales (e.g. : l'anticlinal de Boltaña) se sont formées à la limite Cuisien-Lutétien, alors que l'anticlinal le plus à l'ouest (anticlinal de Rasal) n'a commencé à se structurer qu'à la transition Éocène-Oligocène (Almela et Rios, 1952 ; Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Puigdefábregas, 1975 ; San Julian, 1980).

Ce diachronisme peut être illustré en prenant comme référence les deux cents premiers mètres de dépôts deltaïques au-dessus des Calcaires de Guara (figure 75) : il apparaît que ces dépôts arrivent en discordance angulaire marquée (*onlap*) sur la partie orientale de l'anticlinal de Gabardiella, ils présentent une condensation stratigraphique sur la charnière de l'anticlinal d'Arguis, et forment un drapage isopaque sur l'anticlinal de Bentué de Rasal. À cette époque, la partie orientale de l'anticlinal de Gabardiella était probablement émergée, l'anticlinal d'Arguis constituait probablement un haut-fond, enfin, l'anticlinal de Bentué n'existait pas (voir également : Puigdefábregas, 1975 ; San Julian, 1980 ; Toledo, 1989 ; Blin et Mitouard, 1990).

Pour expliquer ce diachronisme, l'hypothèse qui prévaut (voir : Puigdefábregas, 1975 ; Toledo, 1989 ; Blin et Mitouard, 1990) est celle d'une "prise de relais" de la déformation d'est en ouest, avec initiation d'un nouvel anticlinal plus à l'ouest lorsque l'anticlinal actif se bloque. Ceci est vrai à l'échelle de la bordure sud du bassin, néanmoins, dans le détail, la structuration paraît plus complexe. L'anticlinal "double" de Gabardiella en fournit l'exemple (voir figure 75, et le schéma simplifié en figure 77) : la première unité chronostratigraphique est nettement discordante sur la partie orientale de l'anticlinal, alors qu'elle constitue un

drapage isopaque dans le petit synclinal de Lúsera et sur la partie occidentale de l'anticlinal. Cette unité montre également une relation d'*onlap* sur l'anticlinal d'Arguis. Le mouvement de la partie occidentale de l'anticlinal de Gabardiella n'a lieu qu'après le dépôt de cette unité, il se marque par une expansion stratigraphique dans le petit synclinal de Lúsera. Ainsi, cette partie de l'anticlinal n'est active qu'après le début de la montée de l'anticlinal d'Arguis, bien qu'elle soit située plus à l'est.

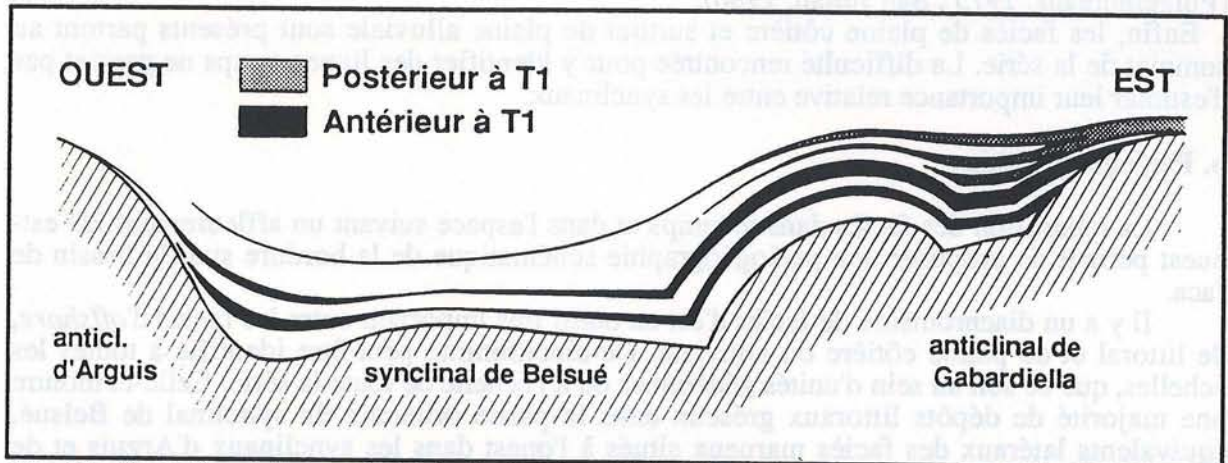


Fig. 77 : Illustration de la complexité du diachronisme de la déformation par la géométrie des premiers dépôts deltaïques. L'ordre de fonctionnement des anticlinaux est : 1 - Gabardiella-est (antérieur à T1, discordance angulaire) ; 2 - Arguis (antérieur à T1, condensation sur la charnière) ; 3 - Gabardiella-ouest (postérieur à T1).

En conclusion, la topographie du substrat est le produit de la montée progressive et diachrone d'est en ouest d'anticlinaux séparés par des synclinaux "passifs" à fond plat correspondant à des zones non déformées (il n'y a pas de "plissement" en synclinaux). Les anticlinaux sont relativement symétriques et présentent des formes hémicylindriques suggérant une déformation isopaque. Si l'hypothèse de phénomènes diapiriques est exclue, une telle géométrie des anticlinaux implique un niveau de décollement basal avec un léger transport synsédimentaire vers l'ouest des zones synclinales.

II.1.2. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR

a. Les grandes familles de faciès et leur répartition

L'ensemble de la série de l'Éocène supérieur dans la bordure sud du bassin résulte de la progradation d'un vaste système deltaïque qui se développe au-dessus des faciès carbonatés de l'Éocène moyen (Calcaires de Guara). La série étudiée présente schématiquement cinq grandes familles de faciès, avec (1) des marnes grises d'*offshore* inférieur, (2) des faciès de grès marneux plus ou moins bioclastiques correspondant à la transition entre l'*offshore* inférieur et le littoral, (3) des faciès littoraux gréseux de rampes de tempêtes et d'embouchures, (4) des faciès littoraux carbonatés de rampes de tempêtes bioclastiques et (5) des faciès "continentaux" au sens large de plaine côtière à alluviale.

La répartition des différentes familles de faciès le long d'une coupe est-ouest (figure 75) amène plusieurs remarques :

- Les faciès de marnes grises d'*offshore* inférieur se trouvent pour leur grande majorité dans le synclinal d'Arguis (ainsi que dans le synclinal de Bentué de Rasal non étudié ici, voir : Puigdefàbregas, 1975 ; San Julian, 1980). Ces faciès se rencontrent également dans la partie basale du synclinal de Belsué.

- Les faciès de grès marneux bioturbés se rencontrent principalement dans le synclinal de Belsué, où ils constituent l'essentiel de la partie médiane de la série et où ils viennent s'interstratifier avec les faciès littoraux dans la partie supérieure.

- Les faciès littoraux silicoclastiques apparaissent dès la partie inférieure de la série au niveau de l'anticlinal de Gabardiella, dans la partie médiane au niveau du synclinal de Belsué, et dans la partie sommitale dans le synclinal d'Arguis.
- Les faciès littoraux carbonatés ne sont bien développés que vers l'ouest, dans le synclinal d'Arguis (partie médiane à supérieure de la série) ainsi que dans le synclinal de Bentué de Rasal, où ces faciès sont constitués de calcaires semi-"récifaux" à bryozoaires et crinoïdes (Puigefábregas, 1975 ; San Julian, 1980).
- Enfin, les faciès de plaine côtière et surtout de plaine alluviale sont présents partout au sommet de la série. La difficulté rencontrée pour y identifier des lignes-temps ne permet pas d'estimer leur importance relative entre les synclinaux.

b. Paléogéographie

La répartition des faciès dans le temps et dans l'espace suivant un affleurement 2D est-ouest permet de proposer une paléogéographie schématique de la bordure sud du bassin de Jaca.

Il y a un diachronisme de faciès d'est en ouest très important entre les faciès d'*offshore*, de littoral et de plaine côtière ou alluviale. Ce diachronisme peut être identifié à toutes les échelles, que ce soit au sein d'unités génétiques ou à l'échelle de toute la série. Celle-ci montre une majorité de dépôts littoraux gréseux dans la partie orientale du synclinal de Belsué, équivalents latéraux des faciès marneux situés à l'ouest dans les synclinaux d'Arguis et de Bentué de Rasal. Il y a là clairement l'expression d'un gradient de proximalité-distalité d'est en ouest, avec une progradation générale du système deltaïque vers le quadrant ouest durant l'Éocène supérieur (voir entre autres : Puigdefábregas, 1975 ; San Julian, 1980 ; Bentham *et al.*, 1992).

La paléogéographie a beaucoup évolué au cours du temps, la zone étudiée étant presque entièrement marine pour la partie inférieure de la formation, et entièrement continentale dans la partie supérieure. Le caractère 2D de l'affleurement et la diversité des directions de courants dans les faciès d'embouchures ne permettent pas de conclure si le sens de progradation apparent vers l'ouest du système deltaïque n'est qu'une simple composante d'une progradation générale vers le nord-ouest comme le suggère Medjadj (1985), ou s'il s'agit du sens réel de progradation comme le propose Nuñez del Prado (1986). Quoi qu'il en soit, *il apparaît qu'il y a interdigitation entre ce système deltaïque et des systèmes de petites plates-formes carbonatées situées plus à l'ouest*, en particulier dans la partie médiane de la série au niveau du synclinal d'Arguis (figure 75). Ces littoraux bioclastiques d'extension limitée progradant depuis le domaine des Sierras Extérieures vers le centre du bassin constituent les derniers indices de l'existence d'une plate-forme carbonatée ancrée sur le bombement périphérique d'avant-pays.

Malgré la différence d'orientation des structures tectoniques, les deux bordures du bassin présentent donc une caractéristique commune qui est la coexistence d'un vaste système sédimentaire progradant correspondant au drainage longitudinal de l'avant-pays et de systèmes d'apports transversaux. La différence fondamentale réside dans la nature des systèmes transversaux. Au nord, il s'agit de systèmes assez importants de deltas à réseaux en tresses (dans les Grès de Sabinánigo et la partie inférieure de la Formation de Belsué-Atarés) évoluant vers des fan-deltas et des cônes alluviaux (Partie supérieure de la formation de Belsué-Atarés, Formation de Santa Orosia). Au sud, il s'agit de petites plate-formes carbonatées bioclastiques, présentant parfois de véritables faciès construits. Cette différence illustre la dissymétrie topographique des deux bordures du bassin lors de l'Éocène supérieur, indiquant en particulier que la zone des Sierras Extérieures ne constitue pas un relief important et donc probablement que le chevauchement frontal sud-pyrénéen n'est pas encore (ou très peu) actif. Cette hypothèse est confirmée par les travaux de Desegaulx et Moretti (1988) et Zoetemeijer *et al.* (1990), qui montrent que la subsidence par flexuration dans le bassin de l'Ebre (au sud des Sierras Extérieures) ne commence qu'à la fin de l'Éocène supérieur. Cela signifie que *durant le dépôt des systèmes deltaïques du bassin de Jaca, la zone des Sierras Extérieures est en position de bombement externe d'avant-pays, soit bien au sud du front de chevauchement principal.*

II.2. GÉOMÉTRIES DÉTAILLÉES

Il n'est pas envisageable de procéder à une description détaillée de toutes les géométries sédimentaires dans la bordure méridionale du bassin. L'accent sera mis ici sur les caractéristiques géométriques des dépôts gréseux littoraux, qui présentent un intérêt en tant que modèles de réservoirs. L'analyse des géométries est abordée à l'échelle des deux grands synclinaux étudiés : Belsué et Arguis.

II.2.1. GÉOMÉTRIE DES FACIÈS D'EMBOUCHURE DU SYNCLINAL DE BELSUÉ

La majeure partie des dépôts gréseux du synclinal de Belsué consiste en faciès d'embouchures deltaïques. Ces faciès se regroupent au sein de groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques (figure 78). Les conditions d'affleurement rendent difficile une description à une échelle inférieure. Au sein de ces groupements, il existe un ordonnancement vertical des faciès :

- La partie régressive des groupements comprend majoritairement des faciès de grès marneux bioturbés de transition *offshore*-prodelta très pauvres en bioclastes (faciès GMB).
- Les dépôts correspondant au maximum de progradation sont constitués de faciès d'embouchures deltaïques, depuis le faciès distal jusqu'à des remplissages de distributaires.
- Les dépôts correspondant aux phases transgressives sont constitués pour l'essentiel de grès marneux très bioclastiques intensément bioturbés (faciès GBB).
- Les périodes d'inondation maximale majeures entre les groupements présentent souvent des faciès de marnes grises (faciès MGF) à dépôts distaux de tempêtes bioclastiques (faciès RBD).

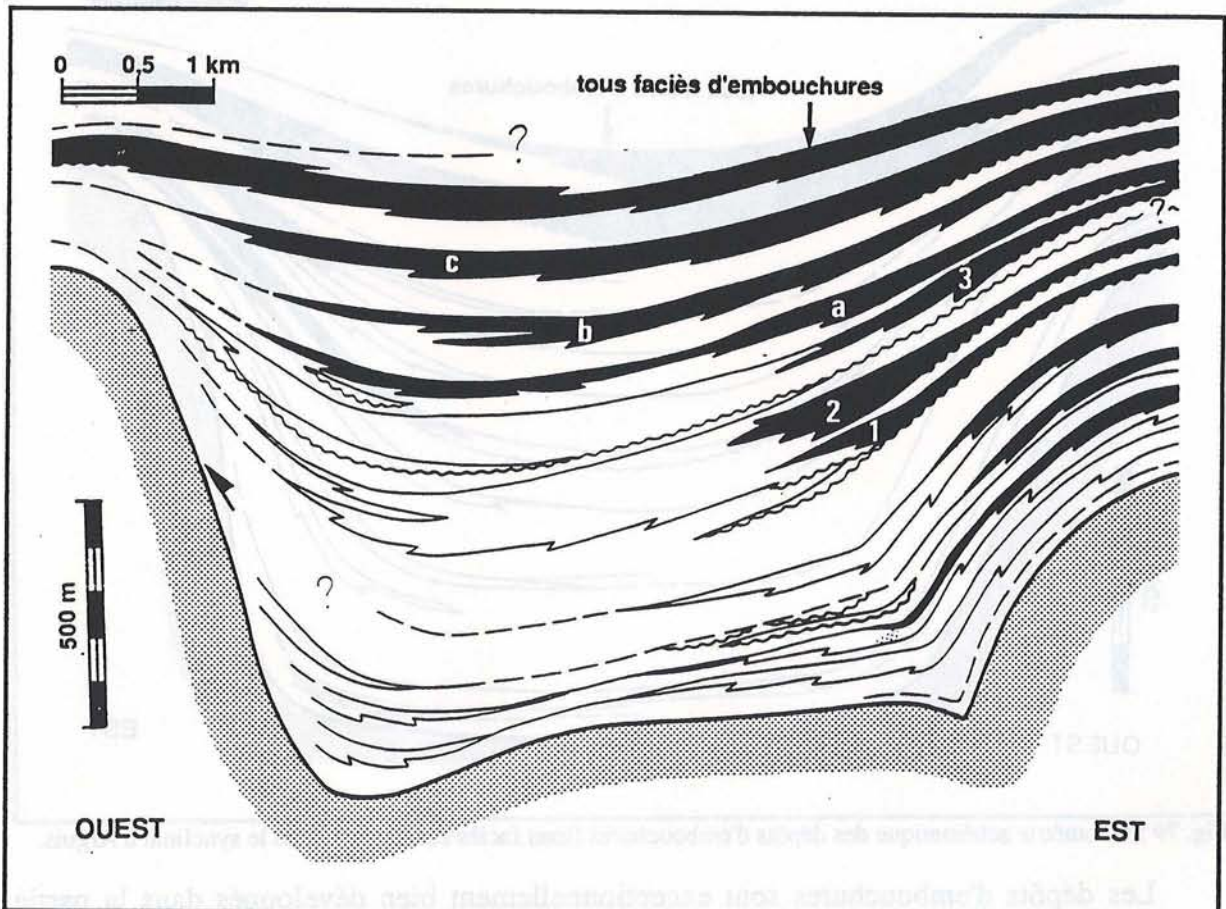


Fig. 78 : Géométrie schématique des dépôts d'embouchures (tous faciès confondus) dans le synclinal de Belsué. les ensembles en noir figurent des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques. Explication dans le texte des indices 1 à 3 et a à c.

La limite d'extension maximale des faciès d'embouchures montre une relative stabilité au cours du temps entre groupements d'unités génétiques. Les groupements numérotés 1, 2 et 3 présentent une limite distale d'extension de ces faciès relativement constante dans la partie orientale du synclinal, "au pied" de l'anticlinal de Gabardiella, alors que les groupements a, b et c montrent tous les trois une limite d'extension distale des faciès d'embouchure dans la partie occidentale du synclinal, "au pied" de l'anticlinal d'Arguis. Il apparaît ainsi deux types de limites maximales d'extension des faciès, par référence au gradient de proximalité-distalité : une limite "aval" par rapport à un anticlinal (groupements 1, 2 et 3), et une limite "amont" par rapport à un anticlinal (groupements a, b et c). Le dernier groupement (non indicé) traverse la charnière de l'anticlinal d'Arguis. Les causes des stabilités apparentes des limites d'extensions maximales de faciès sont discutées en détail dans le chapitre suivant.

IL.2.2. GÉOMÉTRIE DES FACIÈS D'EMBOUCHURE DU SYNCLINAL D'ARGUIS

Le synclinal d'Arguis est caractérisé par la large prédominance des dépôts marneux et la présence de quelques faciès de plate-forme carbonatée. Les faciès d'embouchures se rencontrent tout d'abord dans la partie médiane de la série, sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis, où ils montrent une extension limitée en direction du synclinal (figure 79). L'organisation est la même que dans le synclinal de Belsué, en groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques avec une partie régressive constituée de grès marneux, le maximum de régression est marqué par des dépôts gréseux d'embouchure, et la partie transgressive présente des faciès de grès bioclastiques.

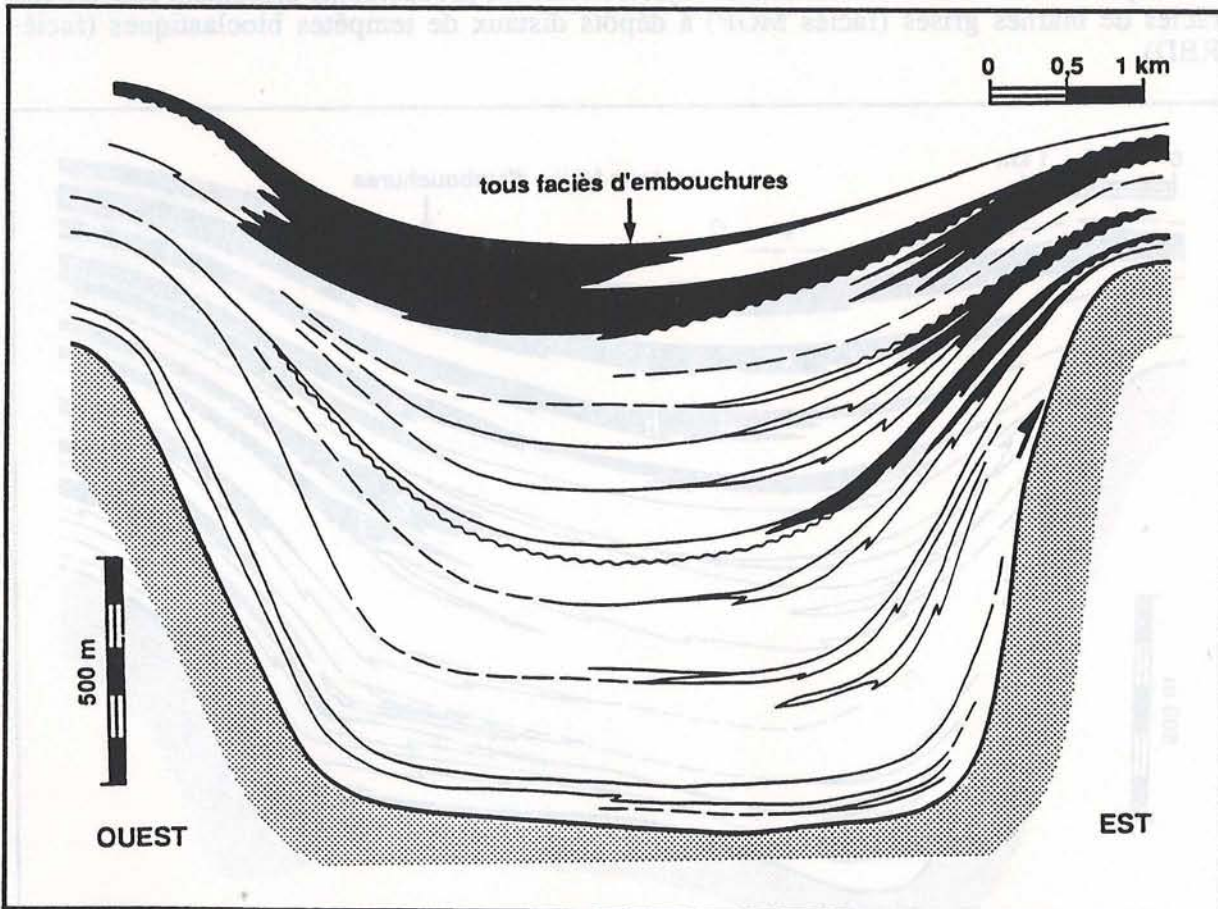


Fig. 79 : Géométrie schématique des dépôts d'embouchures (tous faciès confondus) dans le synclinal d'Arguis.

Les dépôts d'embouchures sont exceptionnellement bien développés dans la partie sommitale de la série, où les faciès gréseux forment une barre pluri-hectométrique appelée *Ralla de las Tiñas*. L'ordonnancement vertical des faciès de ce groupement d'unités génétiques est différent de celui des autres groupements. Les dépôts proximaux

d'embouchures reposent directement sur les marnes grises, il ne semble pas y avoir de grande séquence granocroissante de grès marneux. Par ailleurs le sommet de ce groupement est marqué par une évolution rapide vers des milieux continentaux ; il n'existe plus de faciès de grès marneux bioclastiques. La petite phase transgressive à l'intérieur du groupement est caractérisée par des dépôts de lagune à huîtres, en passage latéral de faciès vers l'amont des dépôts d'embouchures. Ce groupement montre par ailleurs une limite d'extension des faciès d'embouchures à "l'amont" par rapport à l'anticlinal de Bentué de Rasal, avec une transition de faciès d'embouchure à des faciès de tempêtes suivant une ligne grossièrement verticale à l'est de la charnière de cet anticlinal (voir aussi : Puigdefàbregas, 1975).

II.2.3. POSITION DE FACIÈS PARTICULIERS PEU REPRÉSENTÉS

Les faciès peu représentés (écoulements de débris, courants d'arrachement) ne se positionnent pas de façon aléatoire :

- Les dépôts d'écoulements de débris sous-marins ont été caractérisés sur l'anticlinal de Gabardiella, en particulier dans le petit synclinal de Lúsera.
- Les dépôts de masse de front de delta sont localisés dans la partie inférieure de la série, dans la partie orientale du synclinal de Belsué, "au pied" de l'anticlinal de Gabardiella. Ils s'amincissent progressivement vers l'ouest et n'atteignent pas le flanc de l'anticlinal d'Arguis.
- Les faciès attribués au remplissage de chenaux de courants d'arrachement (*rip currents* : McKenzie, 1956 ; Vos, 1976) n'ont été rencontrés que sur les flancs de l'anticlinal d'Arguis, plus particulièrement à l'est, où se trouve le plus important. Il en a été reconnu un de très petites dimensions sur le flanc ouest de l'anticlinal (non représenté sur le panneau général de la figure 75).
- Enfin les faciès de tempêtes bioclastiques se rencontrent à l'extrême base de la série dans le synclinal de Lúsera, mais surtout au milieu de la série au centre du synclinal d'Arguis et sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis.

II.3. CONCLUSION

L'étude de terrain dans l'Éocène supérieur de la bordure méridionale du bassin permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques géométriques relatives aux structures tectoniques et aux systèmes sédimentaires.

Les anticlinaux synsédimentaires d'axe nord-sud qui constituent la particularité de cette zone sont des structures relativement symétriques et isopaques de faible extension latérale, alors que les synclinaux présentent une géométrie plane, coffrée et pincée.

Il existe un diachronisme global de la déformation d'est en ouest durant tout l'Éocène, bien que dans le détail la chronologie de la structuration soit plus complexe. Cette déformation résulte de la montée d'anticlinaux par rapport à des synclinaux "passifs" transportés sur des niveaux de décollement horizontaux.

D'un point de vue paléogéographique, la série résulte de la progradation vers le quadrant ouest d'un vaste système fluvio-deltaïque, et du développement de petites plate-formes carbonatées situées le long de la bordure méridionale du bassin. Ces plates-formes indiquent une faible différenciation topographique au sud du bassin.

L'étude des systèmes d'embouchures montre que la série est organisée en groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, avec un ordonnancement global des faciès par rapport aux différentes phases des cycles régression-transgression.

À l'échelle de plusieurs groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, il apparaît que les faciès d'embouchures ne dépassent jamais une certaine limite d'extension latérale. Dans chacun des cas, cette limite se situe à la transition entre zones synclinale et anticlinale.

III. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU BASSIN — INTERPRÉTATION DES PROFILS SISMIQUES —

III.1. LES DONNÉES ET LA MÉTHODE DE TRAVAIL

III.1.1. TRAVAUX ANTÉRIEURS - PROBLÈME POSÉ

La géométrie générale du bassin de Jaca a été présentée par plusieurs auteurs sur la base de grandes coupes tectoniques (Puigdefábregas, 1975 ; San Julian, 1980 ; Cámara et Klimovitz, 1985 ; Nuñez del Prado, 1986). Les coupes les plus intéressantes pour le travail présenté ici sont celles de San Julian (1980) et de Cámara et Klimovitz (1985) car elles sont fondées sur l'interprétation de données de sismique. La reconstitution de la géométrie tridimensionnelle des dépôts de l'Éocène supérieur du bassin de Jaca a été abordée par Medjadj (1985), qui a réalisé une série de cartes isopaques par interpolation des épaisseurs entre les affleurements des bordures nord et sud. Par ailleurs, Toledo (1989) propose un bloc-diagramme figurant la géométrie générale du bassin.

Le problème posé par la structure du bassin de Jaca est la nature des rapports entre les structures en plis et chevauchements d'orientation est-ouest de la bordure nord du bassin, et les plis d'axe nord-sud de la bordure méridionale. L'hypothèse qui prévaut est celle de Séguret (1972), pour qui les anticlinaux d'axe nord-sud correspondent à des rampes latérales, formant un relais entre le chevauchement frontal sud-pyrénéen et les décollements plus internes. Cette hypothèse a été reprise par de nombreux auteurs (*e.g.* : Puigdefábregas, 1975 ; Toledo, 1989), elle est néanmoins contestée par Blin et Mitouard (1990), pour qui les plis de la bordure sud résulteraient d'une petite compression est-ouest.

III.1.2. LA MÉTHODE D'INTERPRÉTATION

La discussion sur la géométrie générale du bassin présentée ici repose sur l'étude de 18 profils de sismique réflexion réalisés dans la partie orientale du synclinorium du río Guarga, et appartenant à la société REPSOL. Le plan de position des profils est ici reporté sommairement sur le fond de carte géologique (figure 80). Les profils utilisés sont des profils non migrés, ayant subi un traitement de type AMCO.D ; ils ne permettent donc pas une étude détaillée des géométries sédimentaires, mais sont suffisants pour identifier les structures tectoniques majeures.

Le travail d'interprétation des profils a été rendu relativement difficile par l'absence de données de puits associées aux profils. Le calage stratigraphique approximatif proposé ici a été réalisé à partir des données du puits San Vicente I (publiées dans la synthèse de Lanaja *et al.*, 1987). La description de ce puits est assez sommaire (figure 81) ; il est possible d'y distinguer trois unités stratigraphiques : une série majoritairement carbonatée (du Trias à l'Éocène inférieur), une série intitulée "flysch" d'âge Éocène, enfin une série "Oligocène". Il est probable que la partie supérieure de la série carbonatée correspond aux Calcaires de Guara, qui d'après Puigdefábregas (1975) s'étendraient jusqu'à cette zone. Sinon, il s'agirait alors du toit des Calcaires à Alvéolines du Paléocène-Ilerdien. La série intitulée "flysch" semble comprendre la totalité de l'Éocène moyen-supérieur marin (Flysch de Hecho, Marnes d'Arro-Fiscal, Grès de Sabiñánigo, Marnes de Pamplona, Formation de Belsué-Atarés). Enfin le passage à la série intitulée "Oligocène" marque probablement l'apparition des faciès continentaux. Les deux points de repère fournis pour la série étudiée ici sont donc purement lithostratigraphiques et correspondent à ses épontes : le toit des faciès calcaires et la base des faciès fluviaux.

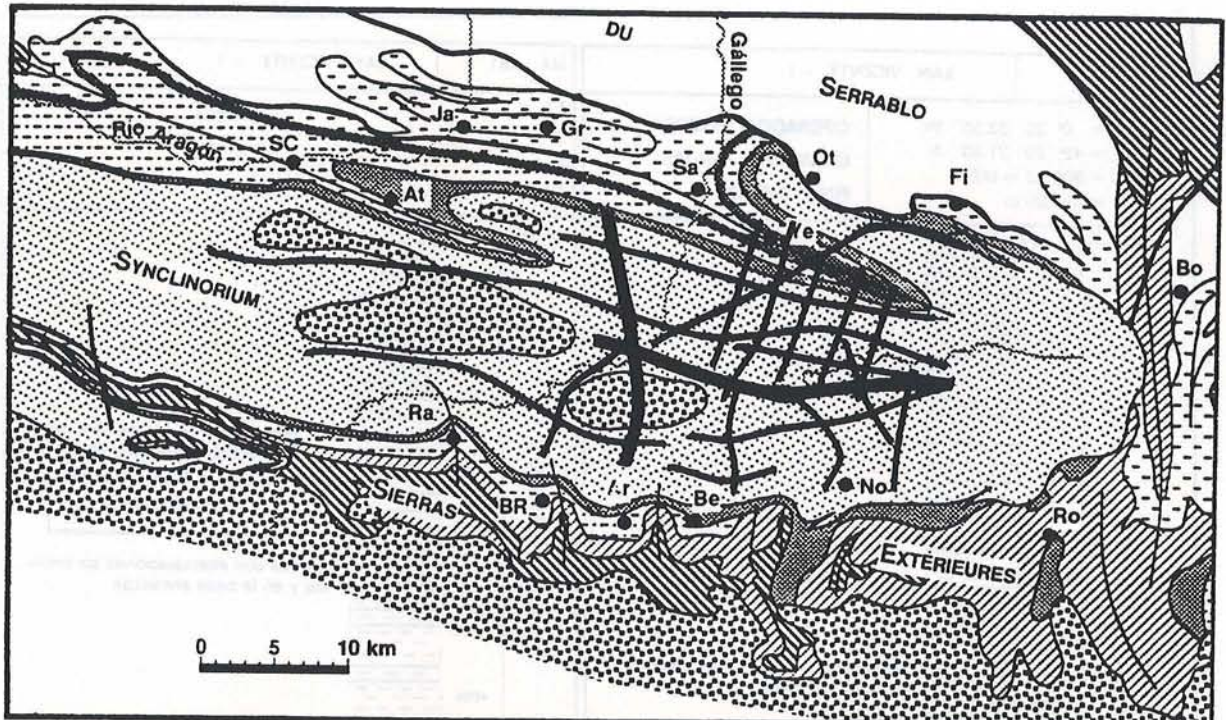


Fig. 80 : Plan de position des sections sismiques utilisées au cours de cette étude. Les sections représentées en traits gras sont celles illustrées dans les paragraphes suivants. Fond de carte géologique simplifié de Puigdefàbregas *et al.* (1975).

Un niveau plus gréseux de 300 m noté au milieu des "flyschs" peut raisonnablement être attribué aux Grès de Sabiánigo (figure 81) ; la comparaison avec une coupe mesurée sur les affleurements les plus proches du puits, au sud-ouest de Sabiánigo (coupe *Orante-Navasa* de Toledo, 1989) donne des indications d'épaisseurs similaires. La position relative de ce niveau gréseux entre la surface des calcaires et la base des faciès continentaux a permis de définir approximativement la zone où il devait se trouver sur le profil le plus proche du puits. Au sein de cette zone, un ensemble cohérent de réflecteurs continus paraît pouvoir correspondre à cette formation. Ce groupe de réflecteurs est marqué à son toit par un réflecteur fort et continu qui constitue une surface de *downlap*, et qui correspondrait alors à la progradation des Marnes de Pamplona sur le toit des Grès de Sabiánigo (figure 82).

Pour les formations postérieures aux Grès de Sabiánigo, le pointé a été réalisé à partir des faciès sismiques. La transition (fortement diachrone) entre les Marnes de Pamplona et la Formation de Belsué-Atarés a été dessinée le long d'une zone de changement de faciès entre des réflecteurs de faible amplitude, attribués aux marnes, et des réflecteurs continus de forte amplitude attribués aux alternances de dépôts *d'offshore* et de front de delta. La transition entre dépôts deltaïques et dépôts fluviaux a été placée au changement de faciès entre cet ensemble de réflecteurs continus d'assez forte amplitude et un ensemble à réflecteurs très discontinus d'amplitude variable, attribué à la plaine côtière ou alluviale. En termes de profondeur, ce changement coïncide relativement bien avec les données de puits.

Pour les formations antérieures aux Calcaires de Guara, le pointé est très imprécis. Le fort réflecteur situé au toit des faciès chaotiques correspondant au socle est très probablement lié au Trias salifère. Le triple réflecteur au milieu de la série carbonatée a été attribué au Garumnien en supposant qu'il résulte du contraste lithologique des argiles continentales par rapport aux calcaires. Néanmoins, suivant cette hypothèse, les épaisseurs relatives apparentes (section en temps) des séries carbonatées du Crétacé supérieur et de l'Éocène sur la section concordent assez mal avec les données de puits. En effet, dans le puits, la série carbonatée attribuée à l'Éocène inférieur présenterait une épaisseur trois fois supérieure à celle du Crétacé supérieur, et le triple réflecteur peut dès lors être interne à la série paléogène.

Deux horizons ont pu être suivis par croisements successifs entre les profils : la surface de biseau de progradation (*downlap*) attribuée au toit des Grès de Sabiánigo, et la surface attribuée au toit des Calcaires de Guara. Les faciès chaotiques correspondant au socle et le "triple réflecteur" attribué au Garumnien ont pu être caractérisés sur tous les profils.

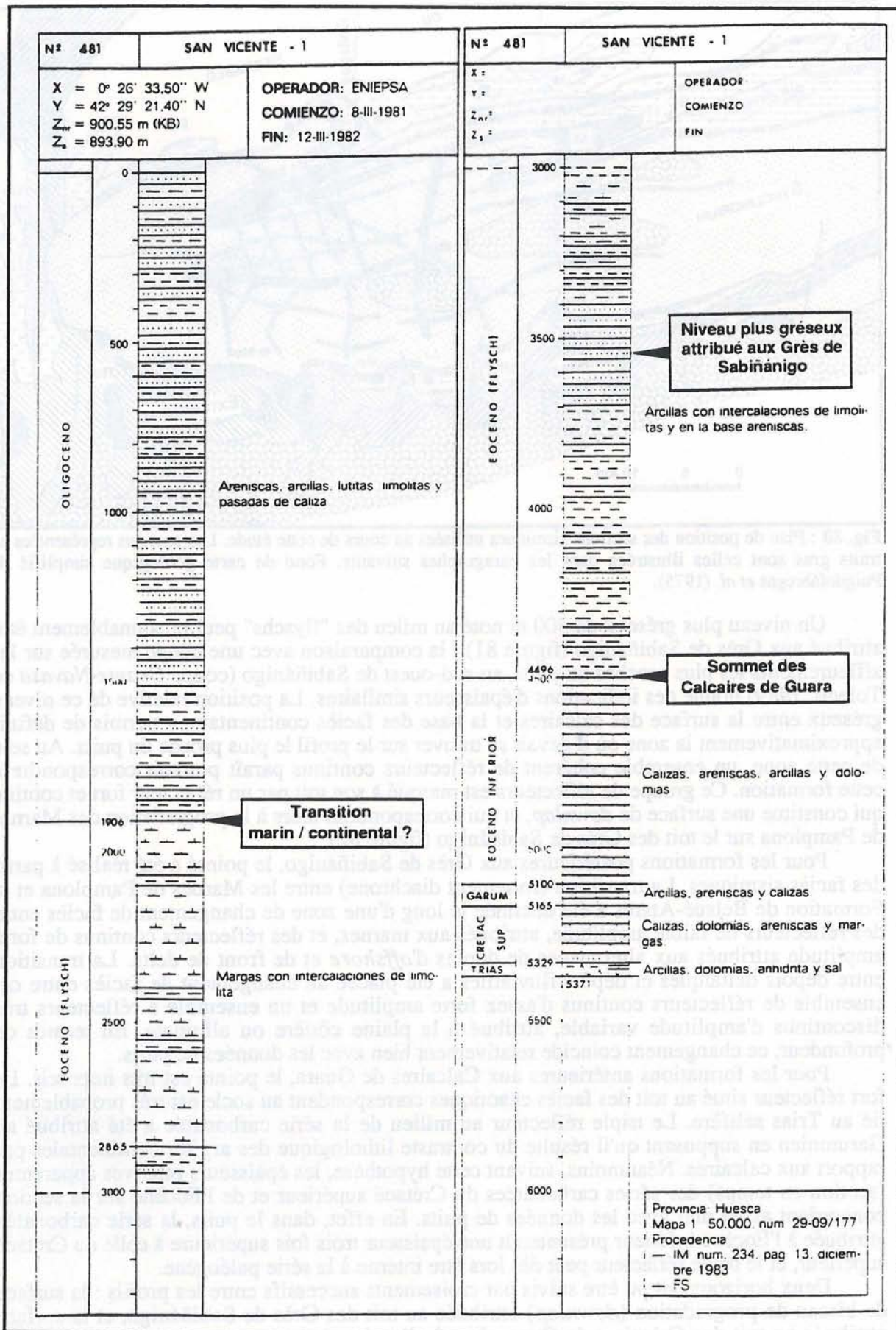
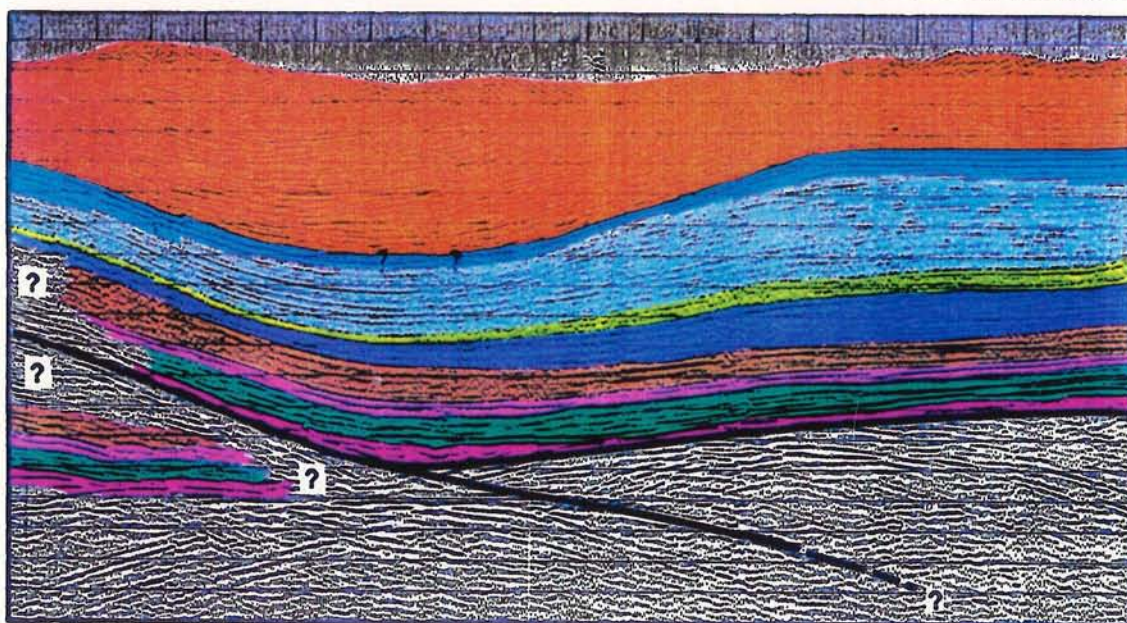


Fig. 81 : Description du puits San Vicente I utilisée pour l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Modifié de Lanaja et al. (1987).

SYNCLINORIUM DU RIO GUARGA — SECTION NORD-SUD —



Avec l'aimable autorisation de REPSOL

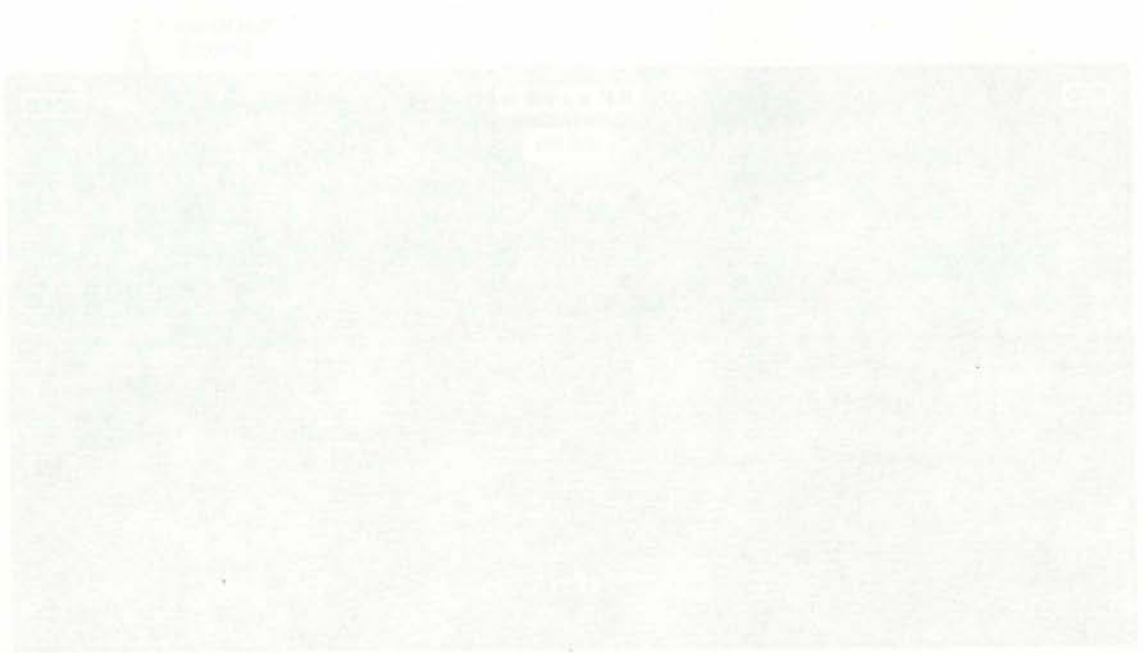


<p>■ Trias</p> <p>■ Crétacé supérieur</p> <p>■ Garumnien</p>	<p>■ Calcaire à Alvéolines + Guara Fm.</p> <p>■ Marnes d'Arro-Fiscal</p> <p>■ Grès de Sabiniánigo</p>	<p>■ Marnes de Pamplona</p> <p>■ Formation de Belsué-Atarés</p> <p>■ Formation Campodarbe</p>
--	---	---

Fig. 82 : Section nord-sud à travers le synclinorium du río Guarga du sud-ouest de Sabiniánigo au nord d'Arguis. Les pointés stratigraphiques ne sont qu'indicatifs en raison de l'absence de données de puits précises.

SYNCHRONISM BY THE EQUATOR

— SECTION THROUGH EQUATOR —



<p>1. ...</p> <p>2. ...</p> <p>3. ...</p>	<p>4. ...</p> <p>5. ...</p> <p>6. ...</p>	<p>7. ...</p> <p>8. ...</p> <p>9. ...</p>
---	---	---

This diagram illustrates the synchronization of time by the equator, showing the relationship between the Earth's rotation and the resulting time zones. The diagram is divided into two main sections, each showing a different aspect of the synchronization process. The legend below the diagram provides a key for the various elements shown.

III.2. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU SYNCLINORIUM DU RÍO GUARGA

III.2.1. LA GÉOMÉTRIE DU TOIT DES CALCAIRES DE GUARA

La géométrie du toit des Calcaires de Guara permet de mettre en évidence les structures tectoniques majeures au sein du synclinorium du río Guarga. Cette géométrie est illustrée suivant une coupe nord-sud (figure 82), une coupe est-ouest (figure 83) et une carte en isohypses - temps doubles établie à partir de l'ensemble des données (figure 84).

La section nord-sud (figure 82) fait apparaître plusieurs faits importants :

- Il n'existe pas de repli ou de chevauchement à vergence sud dans la série éocène sous la série oligocène. Seule peut être notée une structure inverse à vergence sud au sein du socle dans la partie centrale du synclinorium.
- La grande rampe du chevauchement frontal des Sierras Extérieures s'initie au centre du synclinorium. L'ensemble Crétacé - Paléocène autochtone et non déformé est visible dans la partie sud de la section.
- Il existe probablement un lien génétique entre la position du pied du chevauchement frontal et la position de la structure inverse dans le socle. S'il s'agit d'une vraie faille inverse (hypothèse qui a été représentée sur la figure), son rejet est sans commune mesure avec l'amplitude du déplacement de la série sédimentaire et il existe donc probablement un niveau de décollement majeur au niveau du Trias dans toute la partie nord de la section.
- Il n'apparaît pas de structure anticlinale dans le prolongement de l'anticlinal d'Atarés (cette structure devrait se trouver au sud de la projection du puits sur la figure 82). Le léger redressement des couches visible à la limite nord de la section est à rapporter à l'amorce du flanc inverse de l'anticlinal du río Basa. La terminaison périclinale apparente de l'anticlinal d'Atarés observée à l'affleurement est donc confirmée en profondeur.

La section est-ouest (figure 83) et la carte du toit des calcaires de Guara (figure 84) montrent clairement le style de la déformation dans le synclinorium :

Le chevauchement à vergence ouest situé dans la partie orientale de la zone étudiée (visible en section sur la figure 83) est une structure majeure, qui présente curieusement une orientation N30°. Le prolongement dans cette direction coïncide vers le nord avec la terminaison périclinale apparente à l'affleurement de l'anticlinal du río Basa. Même si une jonction entre ces deux structures ne peut être exclue, elle exige une virgation très rapide de 90°. Cette orientation ne paraît en outre pas compatible avec un schéma de rampe latérale. Par rapport aux affleurements de la bordure méridionale du bassin, cette rampe se trouve au nord de la terminaison occidentale de la Sierra de Guara. La zone basse chevauchée correspondrait au prolongement vers le nord du synclinal de Nocito. Il existe ici un problème de corrélation avec les affleurements, dans la mesure où l'anticlinal qui constitue l'ouest de la Sierra de Guara présente une forte virgation vers l'est (Puigdefábregas, 1975) et ne paraît pas pouvoir être relié de façon simple à cette rampe.

L'anticlinal "double" de Gabardiella présente une orientation moyenne à N20°, il ne montre pas de dédoublement de la série calcaire et présente plutôt une géométrie en pli d'expulsion verticale ou *pop-up*. Cette structure montre une terminaison périclinale vers le nord et elle n'est donc pas reliée physiquement à la famille d'anticlinaux à N110° de la bordure nord du bassin. Sur la section est-ouest (figure 83), seule la moitié orientale de l'anticlinal est encore visible : la branche occidentale présente une terminaison périclinale vers le nord plus rapide.

L'anticlinal d'Arguis présente un axe sub-méridien, avec également une terminaison périclinale vers le nord, (déjà prédite par Blin et Miouard, 1990), où s'emble s'amorcer une légère virgation vers le nord-nord-ouest. Sur la section est-ouest (figure 83), qui est proche de la terminaison périanticlinale, la structure n'est plus exprimée que par un léger bombement, traduisant une déformation en pli de détachement.

L'anticlinal de Bentué de Rasal n'est pas visible, probablement en raison d'une virgation rapide vers le nord-ouest (Puigdefábregas, 1975 ; Blin et Mitouard, 1990).

La seule structure pouvant fonctionner en rampe latérale est donc le chevauchement situé à l'est de la zone étudiée, à condition que la direction de compression ait été de l'ordre de N30° ou plus. Pour une direction de compression plus méridienne, cette structure aurait fonctionné en rétrochevauchement à forte composante décrochante senestre.

Les anticlinaux d'Arguis et de Gabardiella résultent d'un plissement simple, montrant un taux de raccourcissement décroissant vers le nord et une intensité de la déformation qui diminue vers l'ouest avec le passage d'est en ouest d'une véritable rampe de chevauchement (rampe de Guara), à un pli d'expulsion verticale (anticlinal de Gabardiella), puis un simple pli de détachement (anticlinal d'Arguis). Plus à l'ouest, au delà de la série d'anticlinaux, la composante en compression est-ouest n'est marquée que par des plans stylolitiques dans les calcaires (Blin et Mitouard, 1990).

III.2.2. GÉOMÉTRIE DE LA SÉRIE TERRIGÈNE ÉOCÈNE SUPÉRIEUR

L'étude de la géométrie de la série terrigène se limitera ici à l'ensemble Marnes d'Arro-Fiscal - Grès de Sabiñánigo. L'absence de marqueur sismique fiable n'a pas permis une étude des formations postérieures.

Selon une section nord-sud (figure 82), il apparaît que l'ensemble de réflecteurs attribué aux Grès de Sabiñánigo vient draper vers le sud la surface des Calcaires de Guara. Il n'y a pas de relation en biseau d'aggradation (*onlap*), comme le propose Toledo (1989), et *les Grès de Sabiñánigo ont un équivalent à l'affleurement dans la bordure sud du bassin*. Cette hypothèse a déjà été émise par Puigdefábregas (1975) ainsi que San Julian (1980) qui a également travaillé sur cette section sismique.

Du point de vue de l'histoire de la déformation, la cartographie du toit des Grès de Sabiñánigo (figure 85) montre une topographie beaucoup moins accusée que celle du toit des Calcaires de Guara, ce qui traduit le caractère synsédimentaire de la déformation. Néanmoins toutes les structures sont encore parfaitement exprimées, ce qui est logique dans la mesure où les données d'affleurement dans la bordure sud indiquent que les anticlinaux d'Arguis et Gabardiella sont actifs jusque durant le dépôt de la formation de Belsué-Atarés.

En ce qui concerne la géométrie générale de la série, la carte en "isopaques" temps doubles de la série située entre le toit des Calcaires de Guara et le toit des Grès de Sabiñánigo (figure 86) met en évidence plusieurs caractéristiques fondamentales :

Le phénomène le plus marquant est *la diminution d'épaisseur très rapide de la série du nord-nord-est vers le sud-sud-ouest, qui est l'image de la différence de régime de subsidence entre les deux marges du bassin* : le dépôt-centre se situe au nord-est, au pied des chevauchements dans la zone soumise au maximum de subsidence par flexuration.

La forme en lobe du dépôt-centre situé au nord-est, avec une composante d'amincissement de la série vers l'ouest, est l'image de la progradation du système depuis le nord-est. Cette diminution d'épaisseur vers l'ouest ne traduit pas une remontée du substrat calcaire (comparer avec la figure 84) mais la "plongée" en cliniforme du toit des Grès de Sabiñánigo vers le domaine marin ouvert. D'ailleurs, la zone en relief située au nord-est sur la carte en isohypses du toit des Grès de Sabiñánigo (figure 85) ne correspond pas à une structure tectonique dans les calcaires (comparer avec la figure 84). Il en résulte que *la composante vers l'ouest de l'amincissement de la série résulte au moins en partie de processus sédimentaires*.

Alors que l'effet de remplissage syntectonique des synclinaux de Belsué et de Nocito est clair, la série présente un caractère globalement isopaque à l'ouest de la charnière de l'anticlinal d'Arguis. Ceci illustre l'absence de barrière morphologique à l'ouest de cette structure.

La série est très amincie et vraisemblablement érodée sur la charnière de l'anticlinal de rampe de la Sierra de Guara. Celle-ci constituait donc un élément morphologique majeur durant l'Éocène moyen à supérieur et a pu s'opposer au transport des sédiments provenant d'une éventuelle source située au sud-est du bassin.



Avec l'aimable autorisation de REPSOL



Fig. 83 : Section est-ouest au centre du synclinorium du río Guarga (Voir la localisation sur la figure 80). L'unité stratigraphique en gris est attribuée à l'ensemble des séries calcaires, du Crétacé supérieur à la Formation de Guara. Cette unité est caractérisée par une déformation isopaque, alors que les dépôts situés juste au-dessus montrent une forte déformation synsédimentaire. Remarquer la surface de biseau d'aggradation (*onlap*) sur le flanc normal de l'anticlinal de rampe, tout à fait à droite sur la section.

Isohypes d'un horizon proche du toit des Calcaires de Guara

(temps doubles, DP = + 900 m)

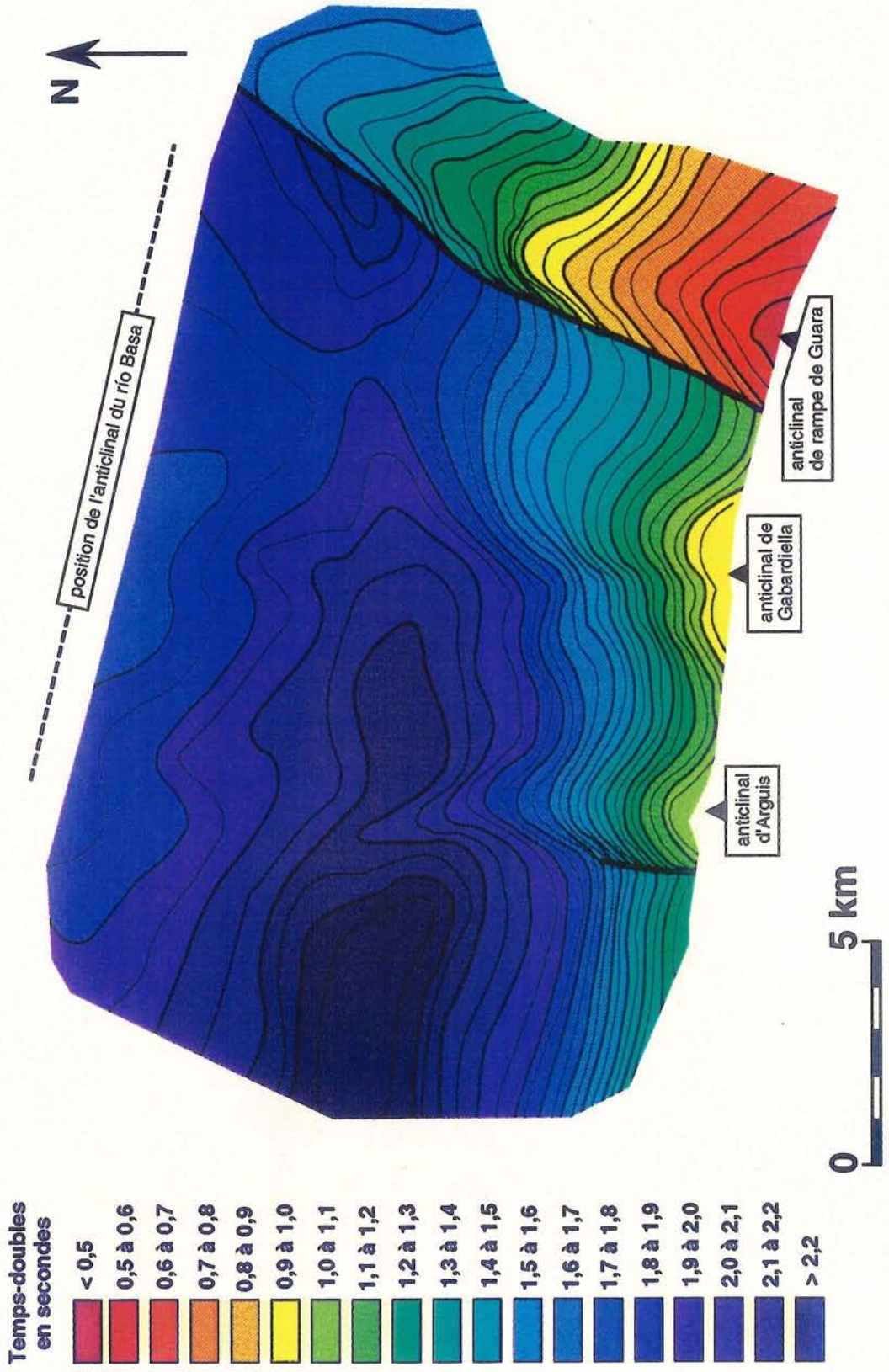


Fig. 84 : Carte en isohypes temps-doubles d'un horizon proche du toit des Calcaires de Guara. Remarquer l'orientation nord-nord-est de la structure chevauchante et les terminaisons périclinales vers le nord des anticlinaux de Gabardiella et Arguis.

Mapa de distribuição geográfica da espécie de aranha *Arachnidae* em Portugal continental, com indicação das localidades onde foi encontrada. O mapa mostra a distribuição geográfica da espécie de aranha *Arachnidae* em Portugal continental, com indicação das localidades onde foi encontrada. O mapa mostra a distribuição geográfica da espécie de aranha *Arachnidae* em Portugal continental, com indicação das localidades onde foi encontrada.



- Açores
- Alentejo
- Algarve
- Beira
- Centro
- Lisboa
- Ribatejo
- Trás-os-Montes
- Norte

(Dados do Atlas de 1990)

Mapa de distribuição geográfica da espécie de aranha *Arachnidae* em Portugal continental, com indicação das localidades onde foi encontrada.

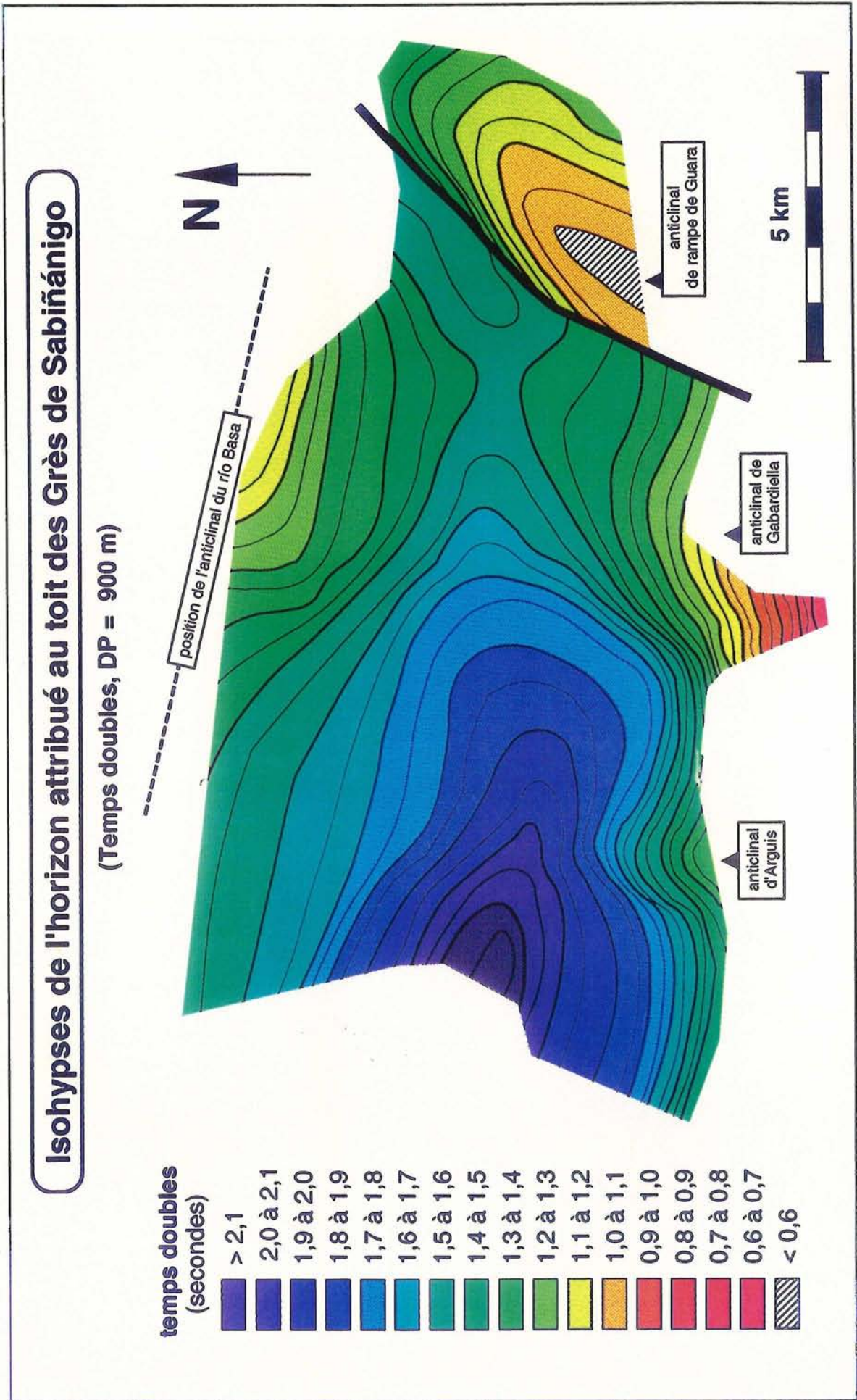


Fig. 85 : Carte en isohypses temps-doubles de l'horizon attribué au toit des Grès de Sabiñánigo. Noter que toutes les structures affectant les Calcaires de Guara (figure 20) sont encore active à ce niveau stratigraphique.



5000	100
4500	100
4000	100
3500	100
3000	100
2500	100
2000	100
1500	100
1000	100
500	100
0	100

1000 2000 3000 4000 5000

1000 2000 3000 4000 5000

1000 2000 3000 4000 5000

Isopaques entre le toit des Calcaires de Guara et le toit des Grès de Sabiñánigo

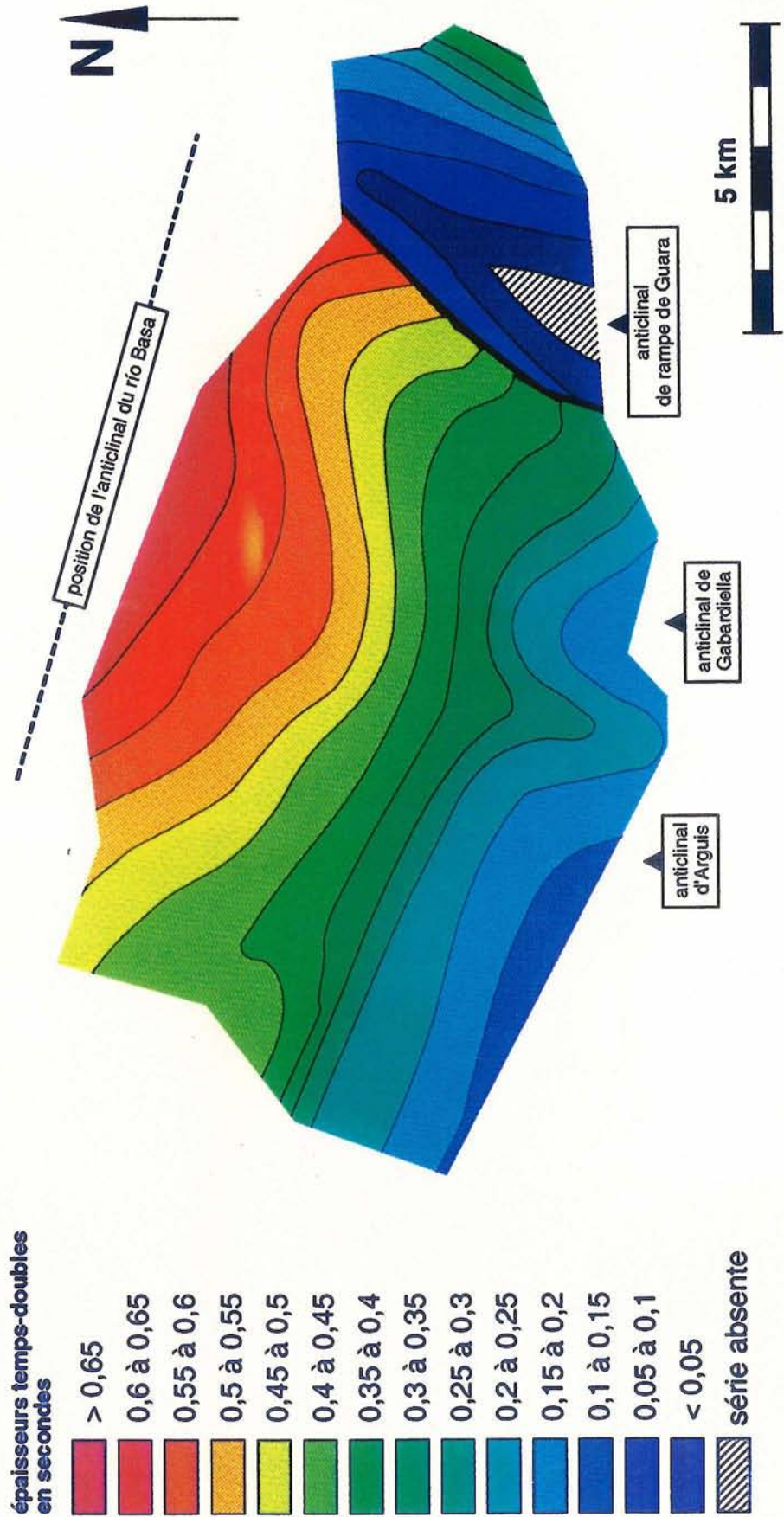


Fig. 86 : Carte en isopaques temps-doubles de la série comprise entre le toit des Calcaires de Guara et le toit des Grès de Sabiñánigo. Remarquer la diminution d'épaisseur régulière vers le sud-sud-ouest, image avant tout de la géométrie du bassin flexural, mais aussi dans une certaine mesure de la géométrie sédimentaire progradante vers le quadrant sud-ouest.



Figure 1.10 The distribution of soil orders in the United States. The map shows the distribution of soil orders in the United States. The legend indicates the following soil orders: Ultisols (dark brown), Alfisols (light brown), Spodosols (yellow), Entisols (orange), Vertisols (red), Andisols (green), Horzols (blue), and Soils of the Tropics (purple). The map also shows the distribution of major soil orders: Eastern Hardwoods, Western Hardwoods, and Western Conifers.

Il apparaît que la géométrie générale de la base de la série terrigène de l'Éocène supérieur est presque entièrement contrôlée par l'évolution structurale du bassin avec une forme générale en prisme s'amincissant vers le sud, liée à la morphologie du bassin flexural (tectonique "à grande longueur d'onde"), et des épaissements-amincissements locaux liés aux structures tectoniques "à courte longueur d'onde" (anticlinaux).

III.3. INTERPRÉTATION DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA BORDURE MÉRIDIONALE DU BASSIN

L'ensemble des données d'affleurement et de sismique met en évidence que les structures méridiennes de la bordure méridionale du bassin présentent une disposition générale en éventail s'élargissant vers le nord (figure 87).

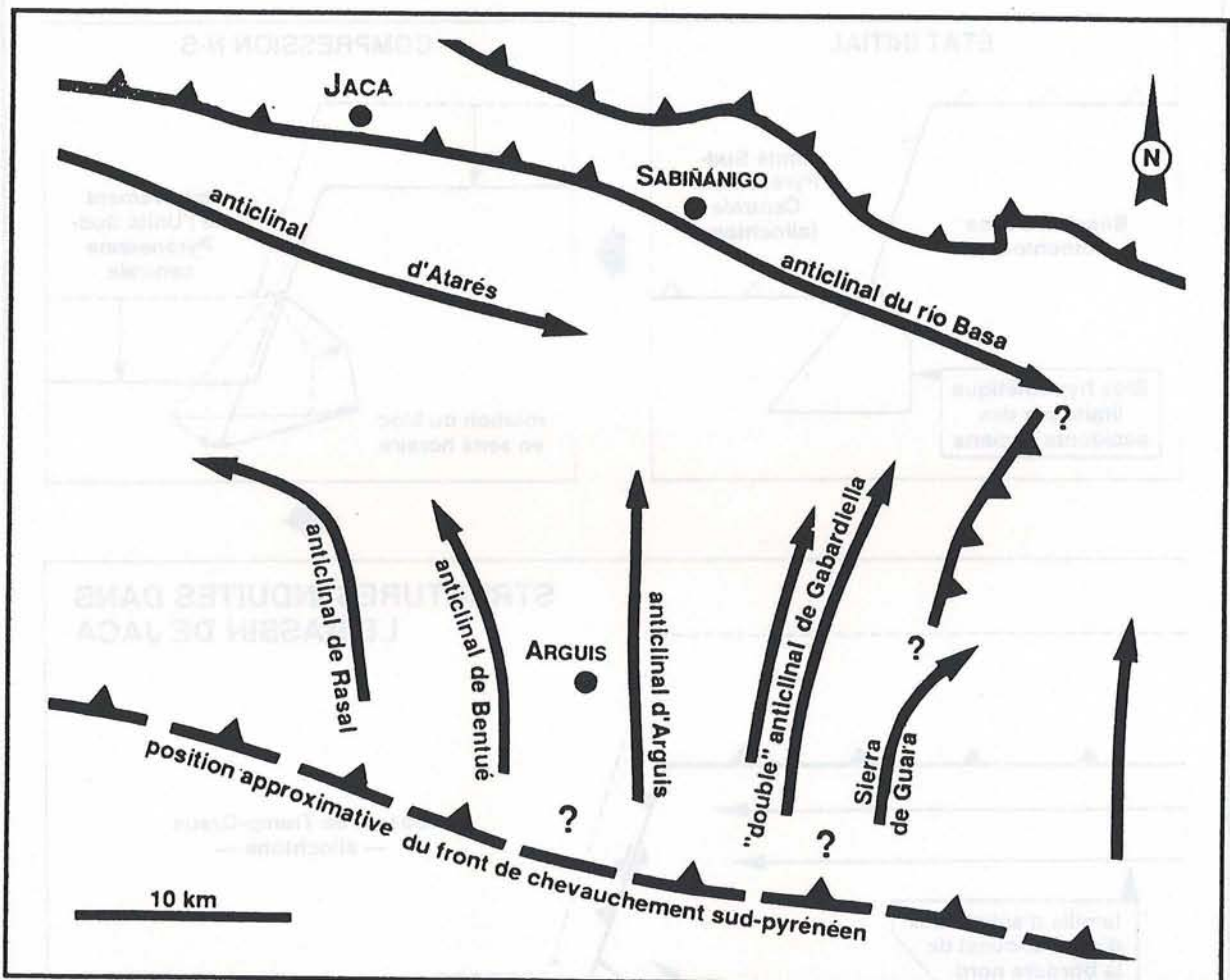


Fig. 87 : Schéma illustrant la disposition en éventail de l'ensemble des structures de la bordure sud du bassin. Cette disposition suggère un taux de raccourcissement est-ouest moindre au centre du bassin que dans la bordure sud pour les structures méridiennes. Cette disposition contraste avec les structures de la bordure nord présentant une grande homogénéité d'orientation.

Le contraste d'orientations et de géométries entre les structures du nord et du sud du bassin pose des problèmes pour l'intégration des deux bordures au sein d'un même contexte structural régional. Il est clair que l'hypothèse d'une continuité physique des structures entre les deux bordures du bassin sous forme d'un système de rampes latérales ne peut plus être retenue. Plusieurs autres hypothèses peuvent être avancées.

Blin et Mitouard (1990), s'appuyant sur des modélisations analogiques, proposent que les structures d'axe nord-sud de la bordure sud du bassin résultent d'une petite phase de

compression est-ouest, légèrement antérieure à la "vraie" compression pyrénéenne d'orientation sub-méridienne. Leur hypothèse peut en outre être étayée par un travail de Roest et Sirvastava (1991) : d'après les données paléomagnétiques du fond océanique de l'Atlantique Nord, ces auteurs estiment que les mouvements relatifs des plaques ibérique et européenne auraient induit une contrainte compressive d'orientation ouest-nord-ouest / est-sud-est dans les Pyrénées à la limite Éocène inférieur-moyen. L'orientation N20° à N30° de la rampe de la Sierra de Guara et de l'anticlinal de Gabardiella est parfaitement cohérente par rapport à une telle direction de contrainte.

Le problème majeur est que les anticlinaux de la bordure sud fonctionnent en même temps que ceux de la bordure nord. Il est donc exclu que les deux familles de plis résultent de "phases" différentes, mais il est difficile de concevoir un régime de contrainte engendrant simultanément des structures compressives orthogonales. Il est proposé ici une hypothèse de déviation locale de la contrainte par la rotation d'une "plaque" ou "nappe" de couverture au front sud-ouest de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale (figure 88).

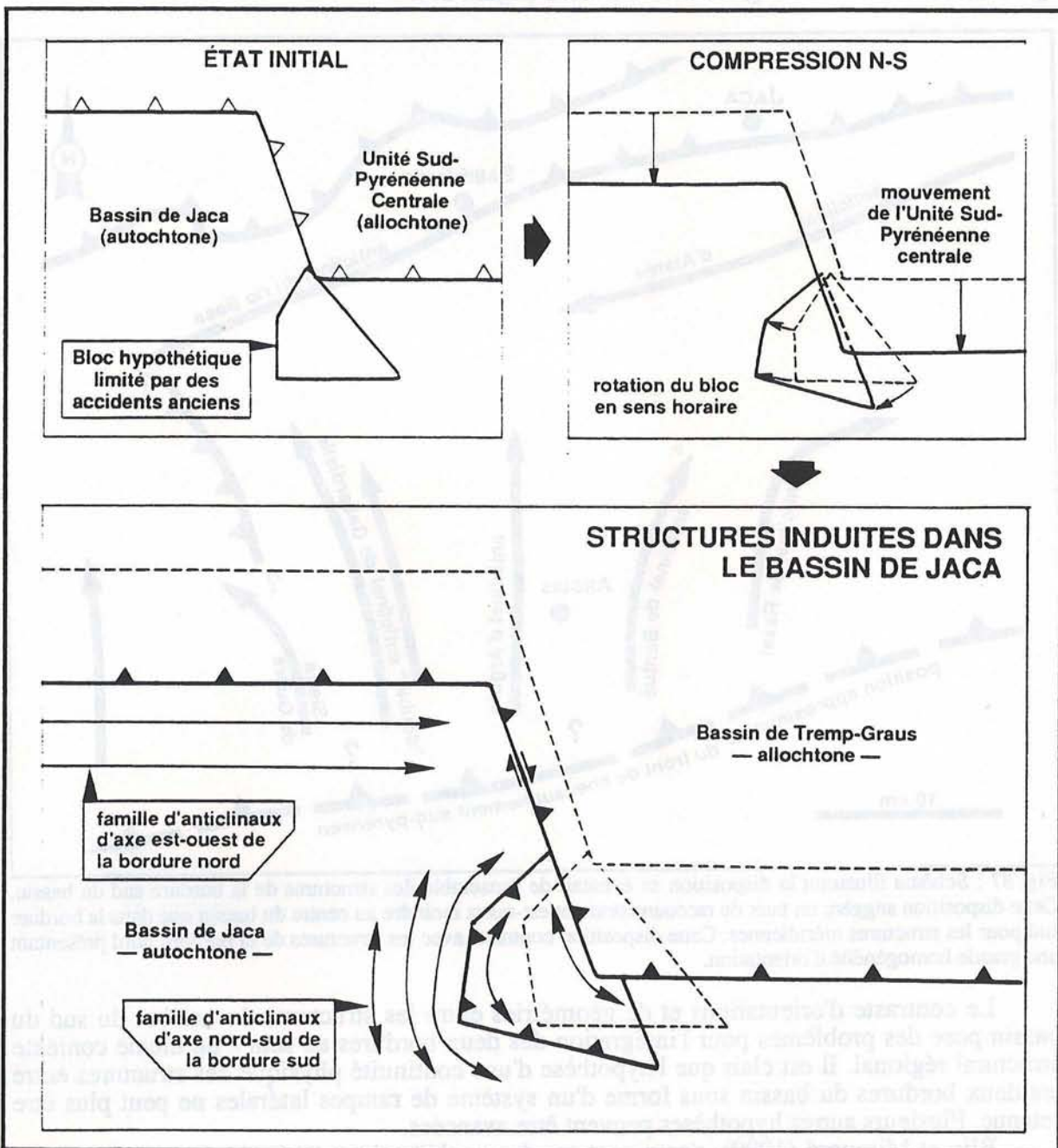


Fig. 88 : Une explication possible des structures de la bordure méridionale du bassin : l'effet de la rotation en sens horaire d'une nappe de couverture en réponse à l'avancée de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale.

L'effet de "poinçon" de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale sur l'autochtone de la future Unité de Gavarnie (Séguret, 1972) aurait pu amener des mouvements de rotation d'une nappe de couverture à la faveur de structures héritées, rotation guidée par exemple par la présence ou l'absence de bons niveaux de décollement (Trias). L'arrêt de la propagation des anticlinaux d'axe nord-sud vers l'ouest à l'Oligocène serait lié au début d'allochtonie de l'Unité de Gavarnie (fin des mouvements relatifs par rapport à l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale). Quoi qu'il en soit, l'allochtonie générale due à la tectonique oligocène ne permet pas de faire le rapport entre les structures de la couverture et les structures de socle sur lesquelles elles se seraient initiées.

Cette hypothèse a pour avantages de fournir une explication plausible de la géométrie des anticlinaux de la bordure sud dans un régime de contrainte nord-sud, et de n'être, semble-t-il, en contradiction avec aucun des éléments structuraux du bassin, que ce soit du point de vue de l'orientation des structures que de la chronologie de la déformation.

III. 4. CONCLUSION

L'interprétation des profils sismiques réalisés au cœur du synclinorium du río Guarga a permis de dégager les traits essentiels de la structure actuelle et ancienne du bassin de Jaca et confirme les observations de terrain.

Le bassin est à l'image de la structure apparente de surface, c'est à dire une vaste cuvette synclinale d'orientation ouest-nord-ouest / est-sud-est. Il n'existe pas de déformation en plis à vergence sud sous le bassin. Le "gauffrage" en petits anticlinaux et synclinaux qui est visible dans l'Oligocène est à peine perceptible sur la sismique.

La réalisation d'une carte d'isopaques temps-doubles de la base de la série Éocène supérieur a permis de "gommer" les effets de la structuration et met en évidence le décalage entre le dépôt-centre éocène et l'actuelle charnière du synclinorium. Cette carte montre clairement le paléo-profil en bassin flexuré vers le nord-nord-est au cours du remplissage Éocène, et indique que la géométrie de la série sédimentaire est presque entièrement contrôlée par l'évolution structurale du bassin.

L'étude des profils sismiques amène à invalider l'hypothèse de rampes latérales pour deux au moins des anticlinaux d'axe nord-sud de la bordure méridionale du bassin. D'une part car ils possèdent chacun une structure de pli de détachement, et non de rampe, et d'autre part car ils montrent des terminaisons périclinales vers le nord, sans rejoindre les plis à N110° de la bordure nord.

L'anticlinal situé le plus à l'est dans la zone étudiée correspond bien à une rampe, mais qui présente une orientation N30°. Sa jonction avec un anticlinal de la bordure nord semble improbable, et s'il s'agit d'une rampe latérale, elle implique un déplacement de l'unité chevauchante vers le sud-ouest.

L'ensemble des structures de la bordure sud du bassin — de l'anticlinal de Rasal à la rampe de la Sierra de Guara — présente une configuration en éventail s'élargissant vers le nord, indiquant un raccourcissement est/ouest de plus en plus important vers le sud. Cette configuration pourrait être expliquée par un effet de rotation en sens horaire d'une nappe de couverture au front sud-ouest de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale.

— Chapitre 3 —

INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DANS LE BASSIN DE JACA

La clé pour la distinction des effets respectifs des variations tectoniques et eustatiques dans les variations du niveau relatif de la mer réside dans les principes suivants :

- (1) l'eustatisme n'est fonction que du temps
- (2) les mouvements tectoniques sont fonction du temps et de l'espace.

Cela reviendrait à dire que ce qui ne change pas qualitativement dans l'espace (= ce qui est corrélable) est lié à l'eustatisme, alors que ce qui présente des variations latérales résulte de phénomènes tectoniques.

Le problème est compliqué par un facteur d'échelle : il existe des variations régionales de régimes de subsidence, liées aux mouvements des plaques lithosphériques, qui sont corrélables à l'échelle d'un bassin. Dans ce cas, la distinction par rapport à un contrôle eustatique est difficile, puisque le champ d'observation est limité. Un autre problème vient du fait que les géométries sédimentaires peuvent ne pas être contrôlées uniquement par des variations du niveau relatif de la mer (sans préjuger d'une origine tectonique ou eustatique), mais également par des changements de flux sédimentaire, qui varie dans le temps et dans l'espace.

La méthode d'interprétation a exigé tout d'abord de faire la part des effets respectifs des variations du flux sédimentaire et des variations du niveau relatif de la mer. Les modifications liées aux variations de flux sédimentaire interviennent sur l'espace réellement disponible à tout moment (la bathymétrie), mais pas sur l'accommodation totale. Leur influence a été ici "filtrée" par l'interprétation de courbes de variation de l'accommodation, ce qui a permis d'avérer l'existence de variations du niveau relatif de la mer à plusieurs ordres. Chacun des ordres de variation, qui se traduit par des cycles de régression-transgression, a pu être rapporté à un phénomène précis.

I. SIGNIFICATION ET ORIGINE DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSGRESSION

I.1. HIÉRARCHISATION DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSGRESSION

Trois ordres majeurs de cycles régressifs-transgressifs, enregistrant réellement des migrations longitudinales des systèmes sédimentaires ont été identifiés (figure 89) :

- (1) les cycles élémentaires de régression-transgression — dits à haute fréquence — qui définissent les unités génétiques,
- (2) des cycles d'ordre supérieur — dits à moyenne fréquence — constituant des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques,

(3) un vaste cycle à l'échelle de la série, constitué d'une courte transgression suivie d'une longue et lente régression.

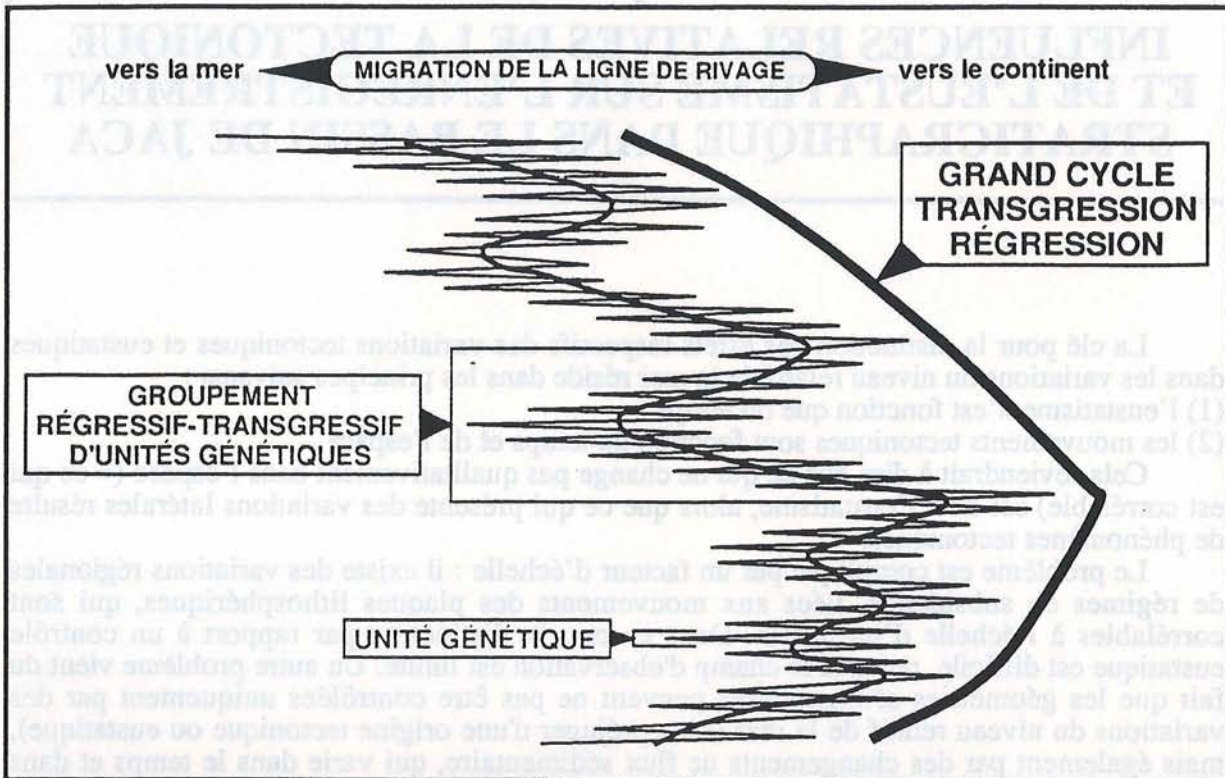


Fig. 89 : Représentation schématique des trois ordres majeurs de cyclicité dans les migrations longitudinales de la ligne de rivage, d'après l'observation des géométries des dépôts deltaïques du bassin de Jaca. Schéma sans échelle ne correspondant pas à la réalité (à l'échelle de la série étudiée, il existe beaucoup plus d'unités génétiques et de groupements régressifs-transgressifs).

I.2. LES CYCLES RÉGRESSIFS-TRANSGRESSIFS À HAUTE ET MOYENNE FRÉQUENCES

I.2.1. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À HAUTE FRÉQUENCE

Les cycles élémentaires de régression-transgression définissent les unités génétiques. Granjeon (1993) a montré à partir des données des Grès de Sabinánigo que les unités génétiques résultent bel et bien de petites variations du niveau relatif de la mer.D. Granjeon a analysé l'évolution dans le temps de l'accommodation à partir de six coupes des Grès de Sabinánigo pour lesquelles il a pris en compte l'épaisseur (non décompactée) des unités génétiques et la bathymétrie estimée des faciès les plus profonds et les moins profonds au sein de chacune des unités. Six courbes d'évolution de l'accommodation au cours du temps ont été établies (figure 90).

Chacune des courbes montre une dérive linéaire, attribuable à une subsidence régulière à long terme, et non à une montée purement eustatique dans la mesure où cette dérive n'est pas la même entre les coupes. Il est éventuellement possible d'envisager la superposition d'une montée eustatique à long terme sur la subsidence. La mise en parallèle des courbes résultantes, après retrait des dérives (figure 91) met en évidence l'existence de cycles haute fréquence de variation de l'accommodation parfaitement corrélables entre les coupes. Les légères différences observées sont liées essentiellement à l'incertitude sur les profondeurs de dépôt estimées. Les unités génétiques résultent donc bien de variations du niveau relatif de la mer à haute fréquence (quelques dizaines de milliers d'années), dont l'amplitude est de quelques mètres.

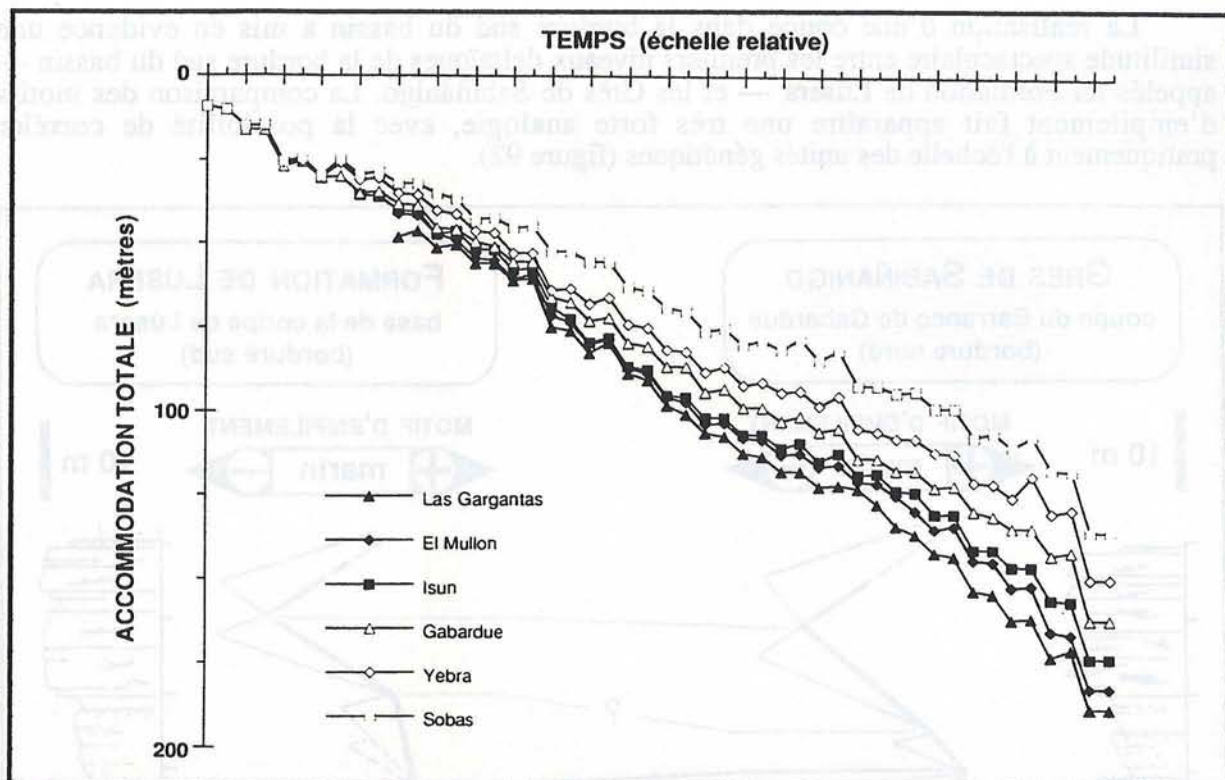


Fig. 90 : Courbes d'évolution dans le temps de l'accommodation établies par D. Granjeon pour les six coupes de référence des Grès de Sabinánigo. Légèrement modifié de Granjeon (1993). L'accroissement de la pente de la dérive linéaire de la coupe de Sobas à la coupe de Barranco de las Gargantas est attribuable à l'augmentation vers le nord-ouest du taux de subsidence.

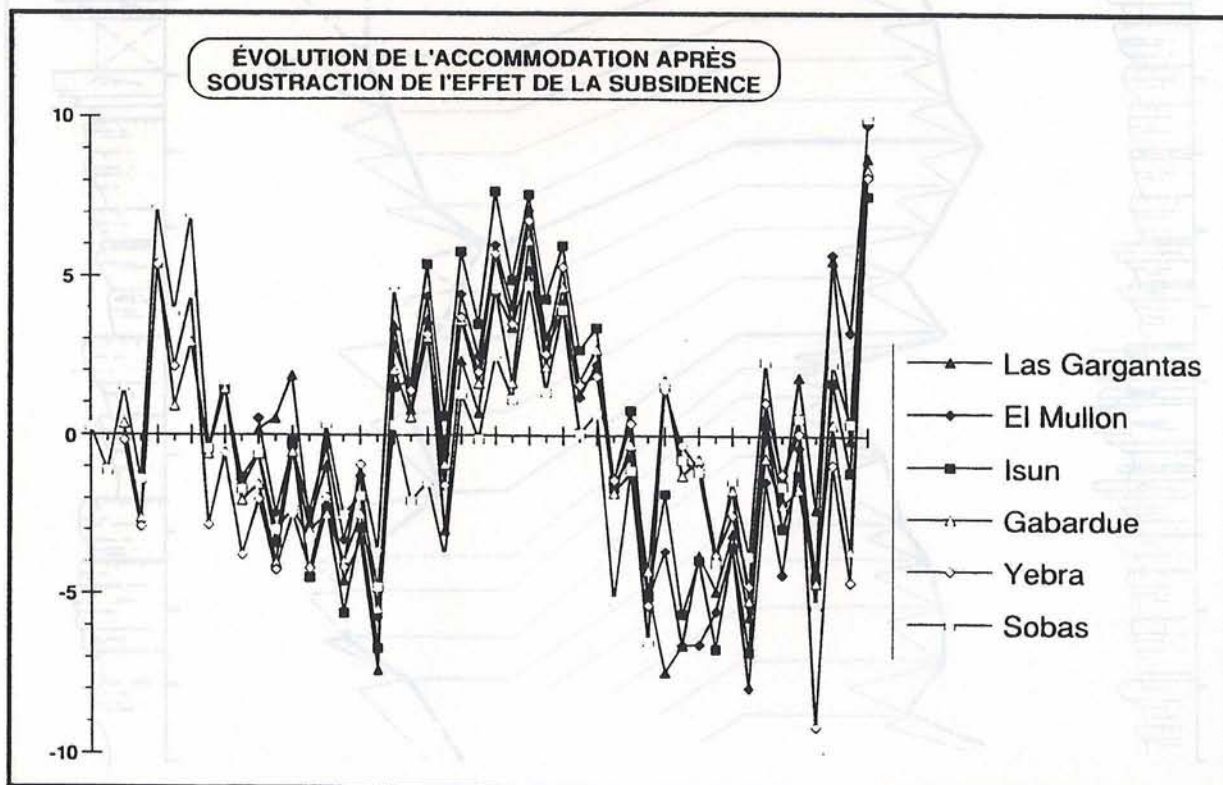


Fig. 91 : Comparaison des courbes d'évolution de l'accommodation après retrait des dérives linéaires propres à chaque coupe (cf figure précédente). Légèrement modifié de Granjeon (1993). Il apparaît une superposition de cycles à "haute fréquence" de variation de l'accommodation sur deux cycles majeurs de variation, dits à "moyenne fréquence". Les cycles haute fréquence se traduisent sur le terrain par des unités génétiques, les cycles moyenne fréquence correspondent à deux groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques.

La réalisation d'une coupe dans la bordure sud du bassin a mis en évidence une similitude spectaculaire entre les premiers niveaux deltaïques de la bordure sud du bassin — appelés ici Formation de Lúsera — et les Grès de Sabiñánigo. La comparaison des motifs d'empilement fait apparaître une très forte analogie, avec la possibilité de corréler pratiquement à l'échelle des unités génétiques (figure 92).

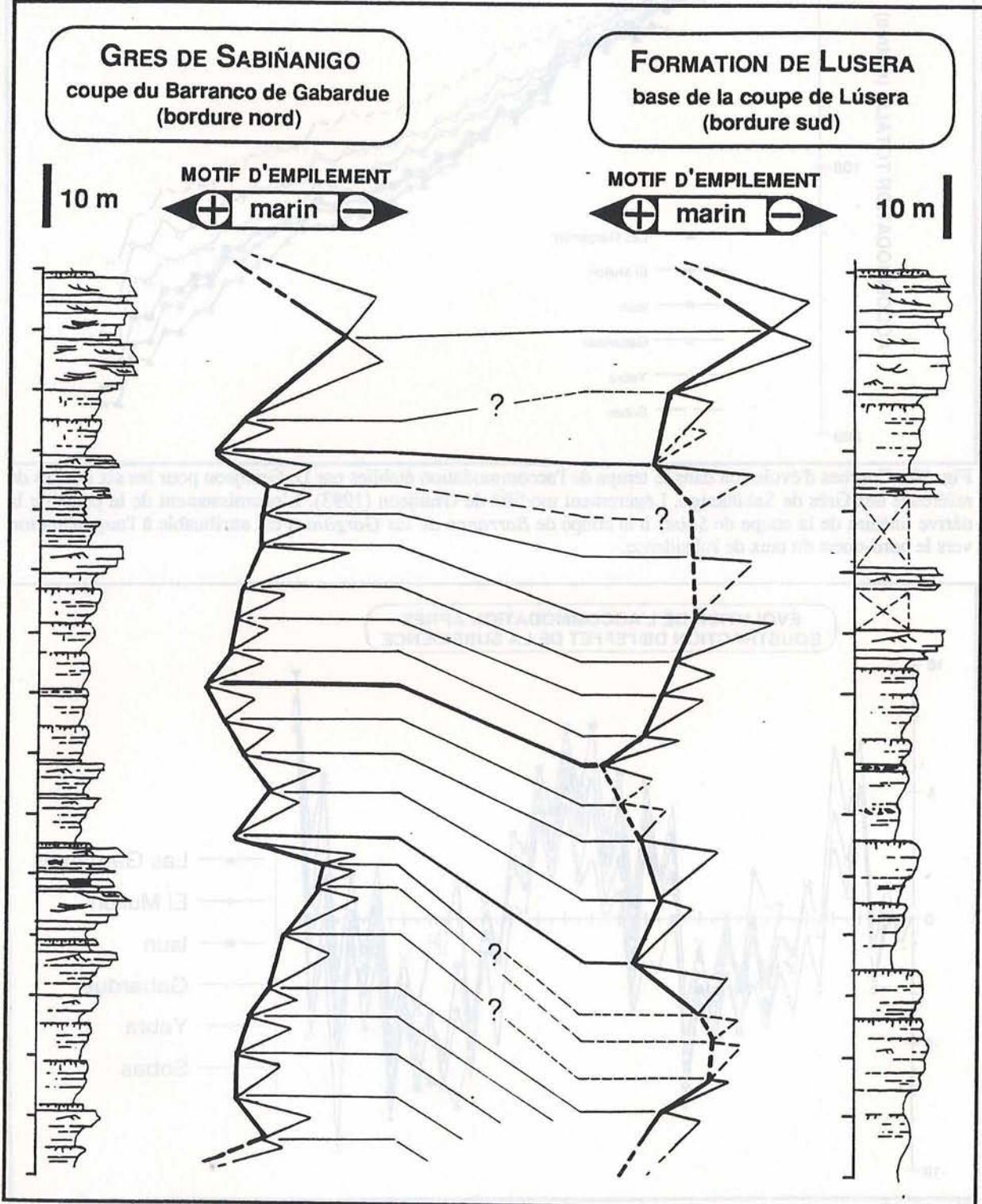


Fig. 92 : Similitude du motif d'empilement entre les Grès de Sabiñánigo (coupe du *Barranco de Gabardue*) et les premiers dépôts deltaïques de la bordure sud du bassin (base de la coupe de *Lúsera*).

Il est donc ici fait l'hypothèse que les Grès de Sabiñánigo se corrélerent avec les premiers dépôts deltaïques situés au-dessus des Calcaires de Guara dans la bordure sud. Cette

hypothèse avait déjà été proposée par Puigdefàbregas (1975) sur la base de l'analogie des faciès, ainsi que par San Julian (1980). La corrélation est en outre appuyée par la coupe sismique nord-sud présentée au chapitre précédent, qui montre que les Grès de Sabiñánigo présentent un équivalent à l'affleurement juste au-dessus des Calcaires de Guara dans la bordure sud du bassin.

Il apparaît que le même motif d'empilement haute fréquence peut être retrouvé dans les bordures opposées du bassin. La similitude de signaux si complexes amène à exclure une ressemblance fortuite entre deux objets indépendants. Il est donc paradoxalement plus facile de corréler ces deux sections distantes de 25 kilomètres (sans compter le raccourcissement), que de corréler les Grès de Sabiñánigo de part et d'autre de la charnière de l'anticlinal du río Basa (2 kilomètres entre les coupes), ou bien la Formation de Lúsera entre l'anticlinal de Gabardiella et le synclinal de Belsué (3 kilomètres entre deux coupes).

Il semble donc y avoir une grande constance du signal à haute fréquence qui a pu s'enregistrer de façon presque identique dans les deux bordures du bassin. L'origine tectonique des petites variations du niveau relatif de la mer semble exclue. D'une part il faudrait imaginer des mouvements alternatifs de faible amplitude et haute fréquence "en yo-yo", ce qui est peu réaliste. D'autre part, il est difficile d'envisager des mouvements tectoniques présentant une amplitude de quelques mètres homogène sur tout le bassin. La constance apparente du signal à travers le bassin ainsi que la bonne corrélation de l'amplitude des variations à haute fréquence du niveau relatif de la mer entre les coupes des grès de Sabiñánigo tend à suggérer une origine eustatique pour ces variations. Ce type d'hypothèse a déjà été formulé entre autres par Anderson et Goodwin (1990), Guillocheau (1991), Mitchum et Van Wagoner (1991), Plint (1991).

Il apparaît donc que les variations du niveau relatif de la mer à haute fréquence identifiées dans l'Éocène du bassin de Jaca résultent de variations eustatiques. Celles-ci se sont enregistrées de façon presque identique dans deux zones éloignées mais qui présentaient des régimes de subsidence similaires, alors que ce signal haute fréquence est très difficile à corréler entre des coupes proches mais situées de part et d'autre d'une structure tectonique locale.

La possibilité d'établir une corrélation à haute résolution entre les affleurements des bordures nord et sud du bassin montre que ces deux zones étaient soumises à des régimes de subsidence similaires. Cela signifie qu'au moment du dépôt des Grès de Sabiñánigo, l'actuelle bordure sud était en domaine flexuré.

Le passage de la série des Calcaires de Guara aux dépôts deltaïques marque donc le passage de la bordure sud actuelle du bassin d'un contexte de bombement périphérique à un contexte de bassin flexural. Cela impliquerait une migration importante vers le sud du front de chevauchement principal à la fin du Lutétien.

I.2.2. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À MOYENNE FRÉQUENCE

Les variations d'accommodation à moyenne fréquence sont indiquées par les groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques. Ceux-ci sont identifiables dans les deux bordures du bassin, deux d'entre eux (ceux qui constituent les Grès de Sabiñánigo) ont été décrits en détail et on fait l'objet d'une étude quantitative (voir étude de D. Granjeon, paragraphe précédent). Ces deux groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques répondent à des variations du niveau relatif de la mer de faible amplitude (figure 91). La possibilité de corréler ces groupements d'une bordure à l'autre (figure 92) montre que ces cycles sont significatifs de variations du niveau relatif de la mer à l'échelle du bassin. L'hypothèse d'un contrôle eustatique paraît la plus probable, en suivant le même raisonnement que pour les cycles à haute fréquence.

Une interprétation de ces cycles comme consécutifs à des mouvements tectoniques nécessite d'envisager des alternances de phases de subsidence et de surrection (puisque'il y a suppression d'accommodation). Leur caractère régional implique que ces mouvements alternatifs résulteraient d'un phénomène à l'échelle des plaques lithosphériques. Si l'on divise le temps que représente l'ensemble de la série (3 millions d'années selon les données

biostratigraphiques de Canudo *et al.*, 1988) par le nombre de groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, on obtient une durée moyenne de 200 à 300.000 ans. Il faut alors rechercher un mécanisme tectonique engendrant des mouvements de subsidence-surrection régionaux à une telle fréquence, qui ne semblent pouvoir être que d'origine isostatique. De nombreuses hypothèses — invérifiables — peuvent être avancées, comme par exemple des cycles d'augmentation de la vitesse d'érosion continentale, contribuant à alléger la masse chevauchante, et induisant des surrections par "rebond flexural" (*flexural rebound* : voir Heller *et al.*, 1988, par exemple).

Il est donc probable, dans l'état actuel de nos connaissances, que les cycles de variations du niveau relatif de la mer à "moyenne" fréquence, responsables de l'individualisation de groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques résultent de petites variations eustatiques.

Il y aurait ainsi au moins deux ordres de variations eustatiques, l'un à haute fréquence (quelques dizaines de milliers d'années) d'une amplitude de quelques mètres, l'autre à moyenne fréquence (quelques centaines de milliers d'années) dont l'amplitude atteindrait une dizaine de mètres.

Au sommet de la dernière unité génétique, les Grès de Sabiñánigo présentent une surface d'inondation majeure, correspondant à un approfondissement très rapide de plusieurs dizaines de mètres. Il y a augmentation brutale du taux de montée du niveau relatif de la mer, et les faciès deltaïques ne réapparaissent que plusieurs centaines de mètres au-dessus de cette surface. L'inondation au toit de la dernière unité génétique ne peut pas relever du même phénomène que les variations haute et moyenne fréquence, même en additionnant les effets de montées eustatiques aux deux ordres reconnus (10 m + 5 m). Cette coupure majeure résulte soit d'une monte eustatique très rapide et de forte amplitude (correspondant à un ordre de variation supplémentaire à basse fréquence), soit d'une phase d'accélération de la subsidence par flexuration.

I.2.3. EFFETS DES MOUVEMENTS TECTONIQUES À COURTE LONGUEUR D'ONDE

La discussion sur les influences relatives de la tectonique et de l'eustatisme sur les cycles régressifs-transgressifs haute et moyenne fréquence peut également être abordée à l'aide des affleurements de l'anticlinal de Gabardiella dans la bordure sud du bassin. L'intérêt de cette zone est qu'il est facile de dater (de façon relative) très précisément le fonctionnement de l'anticlinal par la transition rapide d'une série isopaque à une série présentant une expansion stratigraphique. Il est ainsi possible d'observer l'influence du début de la croissance de cet anticlinal sur l'enregistrement sédimentaire.

Pour les premiers groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, des coupes réalisées sur l'anticlinal de Gabardiella (comprenant le petit synclinal de Lúsera) ne montrent pas le même motif d'empilement que des coupes réalisées dans le grand synclinal de Belsué. Dans ce dernier, l'inondation majeure intervient plus tôt que sur l'anticlinal (figure 93). Il y a un décalage en temps de plus d'une dizaine d'unités génétiques (soit quelques centaines de milliers d'années).

Il y a là à l'évidence une distorsion du motif d'empilement par l'effet de la croissance de l'anticlinal : en prenant le synclinal de Belsué comme référence, à la ligne-temps n°1 s'est amorcée une montée importante du niveau relatif de la mer d'échelle régionale, corrélable dans la bordure nord du bassin (c'est la grande surface d'inondation du toit des Grès de Sabiñánigo) avec génération d'un motif d'empilement rétrogradant. Au niveau de l'anticlinal de Gabardiella, le soulèvement tectonique du substratum a contrebalancé cette montée du niveau relatif de la mer, et il y a alors eu génération d'un motif d'empilement aggradant. L'inondation majeure n'a eu lieu que lors du ralentissement de la montée de l'anticlinal après la ligne-temps n°2.

Il n'existe apparemment aucun critère indiquant la génération de séquences de dépôt par l'effet de la montée de l'anticlinal. Les unités génétiques situées entre les lignes-temps 1 et 2 sont du même ordre d'épaisseur que celles antérieures à la structuration, et il n'y a pas de raison *a priori* de leur supposer une origine différente. Sédimentologiquement, la montée de

l'anticlinal est marquée par l'apparition de faciès particuliers : des écoulements de débris dans le synclinal de Lúsera et sur le flanc ouest de l'anticlinal de Gabardiella, ainsi que des dépôts de masse de front de delta dans le synclinal de Belsué, "au pied" de l'anticlinal. *En définitive, il semble que les mouvements tectoniques rapides de longueur d'onde kilométrique ne génèrent pas de séquences de dépôt à haute résolution.*

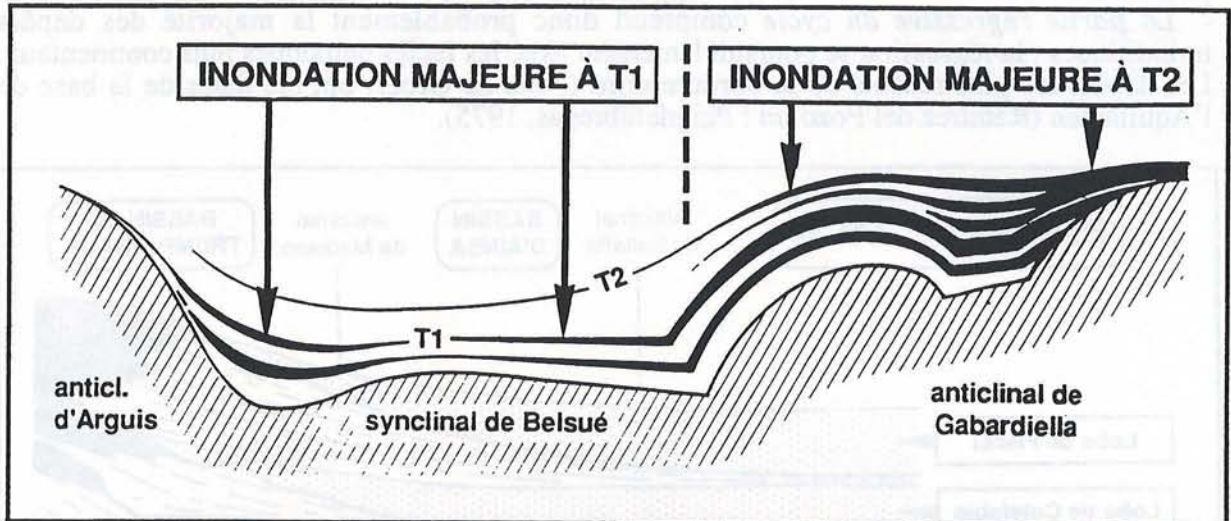


Fig. 93 : Géométrie schématique des premiers dépôts deltaïques dans la région de Lúsera (bordure sud du bassin). Remarquer que l'individualisation du synclinal de Lúsera et de la partie ouest de l'anticlinal de Gabardiella peut être datée très précisément. La montée de l'anticlinal a "retardé" l'inondation. Il existe à ce niveau un motif en empilement vertical de dépôts littoraux jusqu'à la ligne temps n°2, alors que dans le synclinal de Belsué, il existe un approfondissement majeur au-dessus de la ligne-temps n°1.

I.3. LE CYCLE TRANSGRESSIF-RÉGRESSIF À L'ÉCHELLE DU BASSIN

L'ensemble de la série sédimentaire paléogène du bassin de Jaca constitue un grand cycle de transgression-régression représentant une vingtaine de millions d'années depuis le Cuisien jusqu'à la base de l'Aquitainien. Ce cycle est identifiable dans les deux bordures du bassin avec un point commun qui est une dissymétrie volumétrique entre la phase transgressive, peu développée, et la phase régressive très développée. Néanmoins, ce cycle de transgression-régression présente des caractéristiques différentes entre les deux bordures, avec des différences de contextes sédimentologiques, et surtout un net diachronisme de l'inversion de tendance entre transgression et régression d'une bordure à l'autre.

I.3.1. LE CYCLE TRANSGRESSION-RÉGRESSION DANS LA BORDURE NORD DU BASSIN

- *La base du cycle*, qui commence au-dessus de la Formation des Calcaires à Alvéolines (Paléocène-Ilerdien), a été datée par C. Seyve (in : Labaume, 1983) de l'Ilerdien terminal-Cuisien (premiers dépôts turbiditiques). En d'autres termes, la transition du contexte de plateforme (Paléocène-Ilerdien) au contexte de plaine sous-marine a été très rapide, elle ne paraît pas être précédée par une phase d'émersion majeure dans la mesure où aucun hiatus de temps significatif n'y a été mis en évidence.
- *La partie transgressive du cycle* est très réduite volumétriquement ; elle est représentée par une petite série de marnes de talus reposant sur les Calcaires à Alvéolines (faciès de Plateforme très peu profonde) du Paléocène-Ilerdien (Mutti, 1984, 1985 ; Fontana *et al.*, 1989).
- *L'inondation maximale* est difficile à caractériser. Elle est probablement atteinte avec les premiers faciès de lobes turbiditiques dont la profondeur de dépôt a été estimée supérieure à 1000m (Mutti *et al.*, 1988). La série turbiditique aurait présenté une épaisseur de 3500 m à son dépôt-centre (Soler et Puigdefàbregas, 1970 ; Mutti, 1984) et il est hasardeux d'y

distinguer une tendance générale. La reconstitution géométrique proposée par Mutti *et al.* (1988) montre une géométrie grossièrement en empilement vertical (figure 94), mais un fait communément admis est que ces dépôts se corrélaient latéralement avec une série deltaïque régressive dans les bassins de Tremp et Ainsa (Mutti, 1984, 1985 ; Fontana *et al.*, 1989). L'inondation maximale se placerait donc à la transition Cuisien-Lutétien ou au Lutétien inférieur.

- *La partie régressive du cycle* comprend donc probablement la majorité des dépôts turbiditiques ; la régression se poursuit lentement avec les faciès deltaïques puis continentaux. Les dépôts les plus récents de la bordure nord (Peña de Oroel) ont été datés de la base de l'Aquitainien (Ramirez del Pozo, in : Puigdefábregas, 1975).

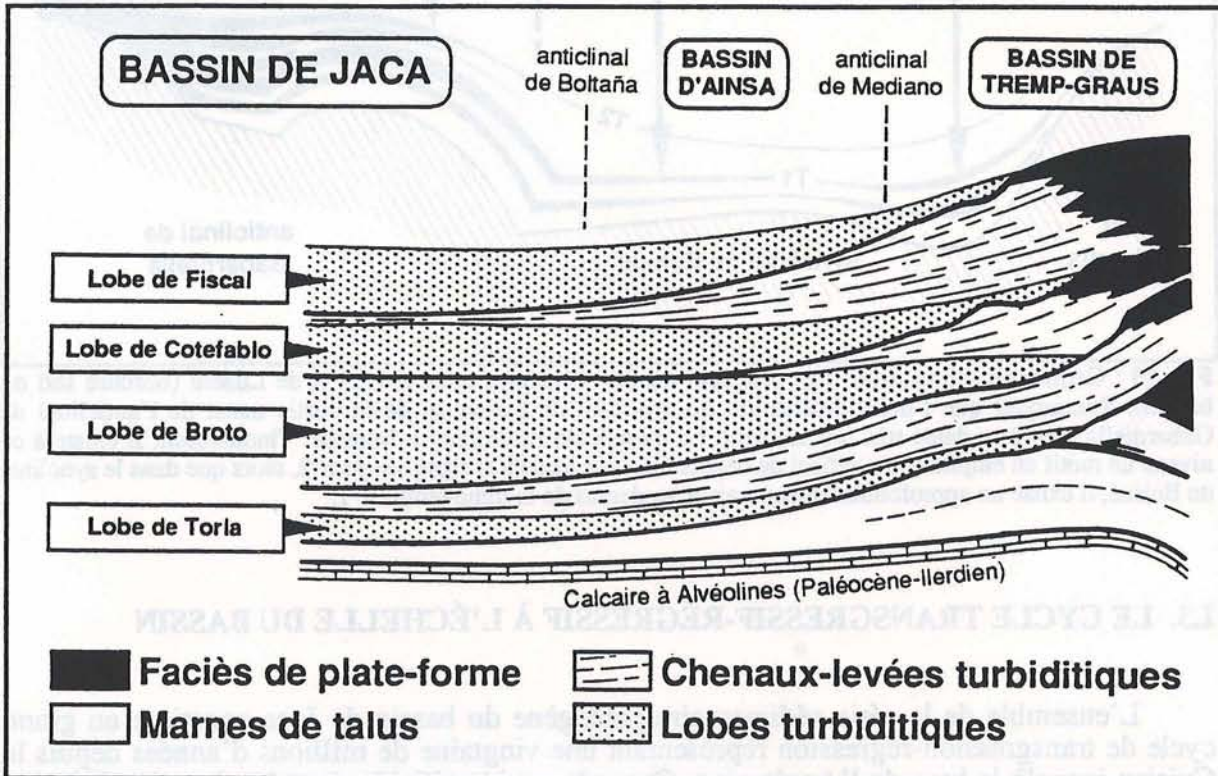


Fig. 94 : Géométrie schématique selon une coupe est-ouest de la série turbiditique dans la partie nord du bassin avant déformation. Modifié de Fontana *et al.* (1989 ; d'après Mutti *et al.*, 1988). Noter que les systèmes de plate-forme contemporains de la série turbiditique montrent une tendance générale à la progradation.

I.3.2. LE CYCLE TRANSGRESSION-RÉGRESSION DANS LA BORDURE SUD DU BASSIN

- *La base du cycle* est caractérisée par une lacune du Paléocène-Ilerdien (Puigdefábregas et Soler, 1973), avec les Calcaires de Guara (Lutétien) reposant en discordance sur le Garumnien (Crétacé supérieur - base Paléocène). L'ensemble de la formation dite des Calcaires à Alvéolines aurait été érodée. Cette érosion est liée à une émergence durable.

- *La partie transgressive* est composée par la série de carbonates de plate-forme appelée Calcaires de Guara (Puigdefábregas, 1975). Cette formation montre une tendance générale transgressive, avec à la base un niveau conglomératique puis des séquences de progradation-rétrogradation montrant de moins en moins de critères d'émergence (Puigdefábregas et Soler, 1973). L'épaisseur de cette série qui enregistre une transgression relativement lente est très variable, elle peut atteindre plusieurs centaines de mètres dans la partie orientale du bassin (Puigdefábregas et Soler, 1973 ; Puigdefábregas, 1975).

- *L'inondation maximale* est atteinte à la transition entre Calcaires de Guara et dépôts silicoclastiques de l'Éocène supérieur. Cette transition a été datée récemment par Canudo *et al.* (1988) de la limite Lutétien-Bartonien (environ 42 Ma).

- *La partie régressive* du cycle est d'abord marquée par la progradation d'un vaste système deltaïque (1500 m de dépôts) au dessus des Calcaires de Guara. Cette régression sédimentaire

est suivie par l'accumulation de faciès de plaine alluviale qui indiquent des profils de plus en plus accentués au cours du temps : les dépôts évoluent depuis une association de remplissages de réseaux méandriformes et de calcaires lacustres vers des conglomérats de cônes alluviaux (Puigdefàbregas, 1975 ; Turner, 1990).

I.3.3. RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES DEUX BORDURES

L'enregistrement stratigraphique du cycle de transgression-régression entre les deux bordures fait apparaître plusieurs problèmes de corrélations chronostratigraphiques, entre les Calcaires à Alvéolines du Paléocène-Ilerdien, présents au nord et absents au sud, les Calcaires de Guara, présents au sud et absents au nord, et la série des Flyschs de Hecho. Trois hypothèses principales ont été avancées (figure 95).

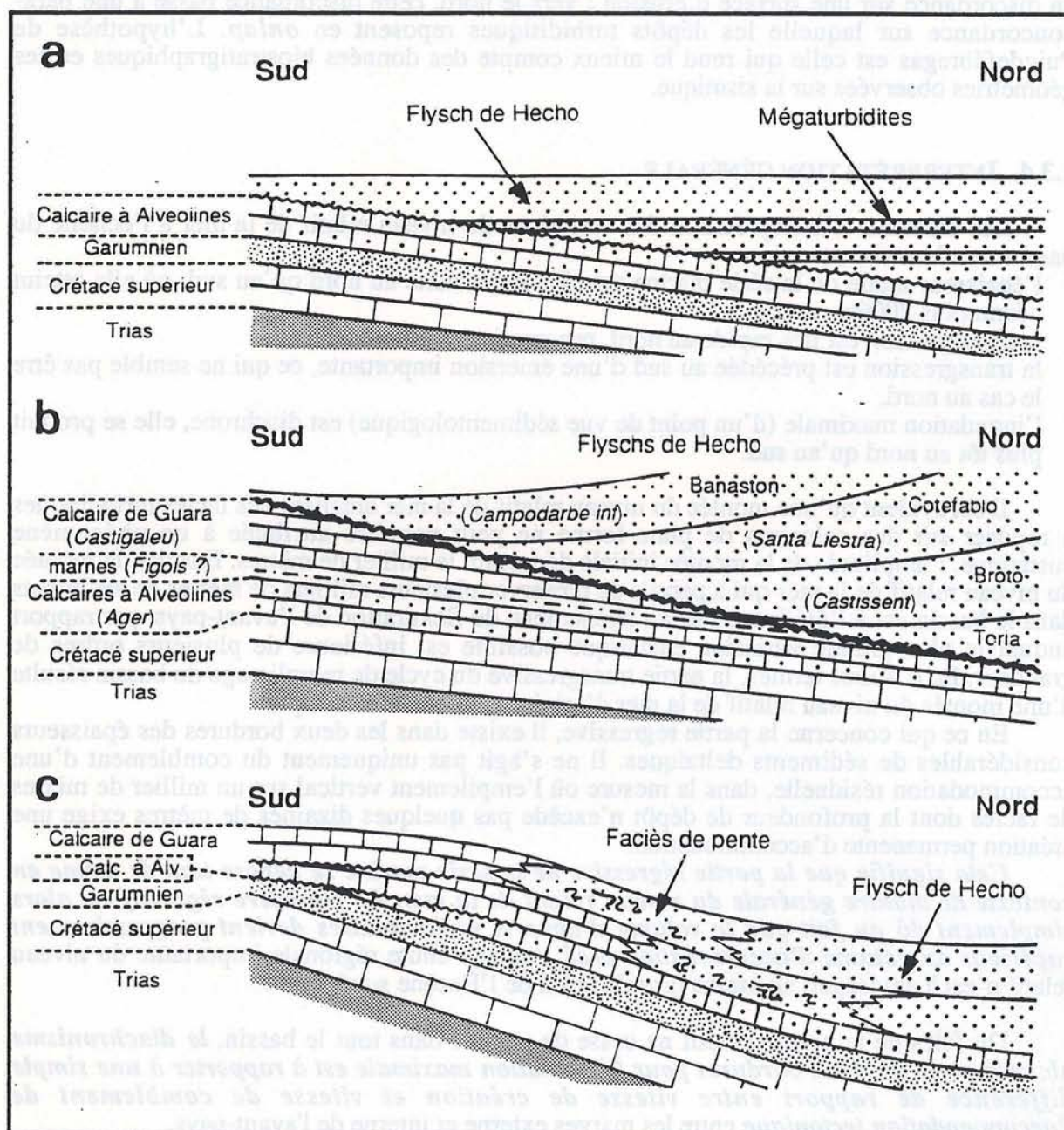


Fig. 95 : Différentes interprétations des relations stratigraphiques entre les Flyschs de Hecho et les formations carbonatées du bassin de Jaca. (a) d'après Labaume, (1983) ; (b) d'après Mutti *et al.*, (1988), les noms entre parenthèses correspondent aux allogroupes définis par Mutti *et al.* (1972) ; (c) d'après Puigdefàbregas, (1975).

- Pour Labaume (1983), les dépôts turbiditiques viennent en *onlap* sur la surface basculée des Calcaires à Alvéolines (figure 95a) ; il n'est pas fait mention de la Formation de Guara. Cette hypothèse repose sur des observations de terrain dans la bordure nord-ouest du bassin de Jaca, et il est probable que cette zone se trouve au-delà de la limite septentrionale d'extension des Calcaires de Guara.
- Pour Mutti *et al.* (1988), les dépôts turbiditiques reposent sur une discordance angulaire affectant les Calcaires à Alvéolines et les Calcaires de Guara (figure 95b). Cela signifie implicitement que la Formation de Guara serait antérieure aux Flyschs de Hecho. Cette hypothèse est en contradiction avec les données biostratigraphiques : les Calcaires de Guara étant du même âge que la série turbiditique (Lütterbacher, *in* : Puigdefábregas et Soler, 1973 ; Canudo *et al.*, 1988).
- La troisième hypothèse, proposée par Puigdefábregas (1975), est qu'il y a passage latéral de faciès entre les Calcaires de Guara et les Flyschs de Hecho. Au sud, les calcaires reposent en discordance sur une surface d'érosion ; vers le nord, cette discordance passe à une paraconcordance sur laquelle les dépôts turbiditiques reposent en *onlap*. L'hypothèse de Puigdefábregas est celle qui rend le mieux compte des données biostratigraphiques et des géométries observées sur la sismique.

1.3.4. INTERPRÉTATION GÉNÉRALE

Les éléments d'interprétation des variations du niveau relatif de la mer à l'échelle du bassin sont les suivants :

- l'épaisseur totale de la série marine est plus importante au nord qu'au sud, où elle atteint néanmoins 2000m,
- la transgression est très rapide au nord, progressive au sud,
- la transgression est précédée au sud d'une émergence importante, ce qui ne semble pas être le cas au nord,
- l'inondation maximale (d'un point de vue sédimentologique) est diachrone, elle se produit plus tôt au nord qu'au sud.

Il est évident qu'une montée du niveau relatif de la mer amenant des faciès turbiditiques à reposer sur des calcaires de plate-forme ne peut pas être attribuée à un phénomène eustatique, l'amplitude de la montée initiale dépassant le millier de mètres. Ensuite, la montée du niveau relatif de la mer qui a permis de préserver plusieurs milliers de mètres de sédiments dans le bassin est à l'évidence liée au phénomène de flexuration de l'avant-pays, par rapport auquel la plus grande variation eustatique possible est inférieure de plusieurs ordres de grandeur. En d'autres termes, la partie transgressive du cycle de remplissage du bassin résulte d'une montée du niveau relatif de la mer d'origine purement tectonique.

En ce qui concerne la partie régressive, il existe dans les deux bordures des épaisseurs considérables de sédiments deltaïques. Il ne s'agit pas uniquement du comblement d'une accommodation résiduelle, dans la mesure où l'empilement vertical sur un millier de mètres de faciès dont la profondeur de dépôt n'excède pas quelques dizaines de mètres exige une création permanente d'accommodation.

Cela signifie que la partie régressive de la série marine se dépose tout de même en contexte de montée générale du niveau relatif de la mer. Le caractère régressif est alors simplement dû au fait que le volume d'apports sédimentaires devient progressivement supérieur au volume d'accommodation créé. Aucune chute régionale importante du niveau relatif n'est à envisager, au moins jusqu'à la fin de l'Éocène supérieur.

Du fait que le niveau relatif ne cesse de monter dans tout le bassin, *le diachronisme observé entre les deux bordures pour l'inondation maximale est à rapporter à une simple différence de rapport entre vitesse de création et vitesse de comblement de l'accommodation tectonique* entre les marges externe et interne de l'avant-pays.

L'ensemble des différences observées entre les deux bordures peut s'expliquer de façon simple (figure 96) à l'aide du modèle général d'évolution géodynamique des bassins d'avant-pays (ex. : Beaumont, 1981 ; Jordan, 1981 ; Jordan et Flemings, 1991) :

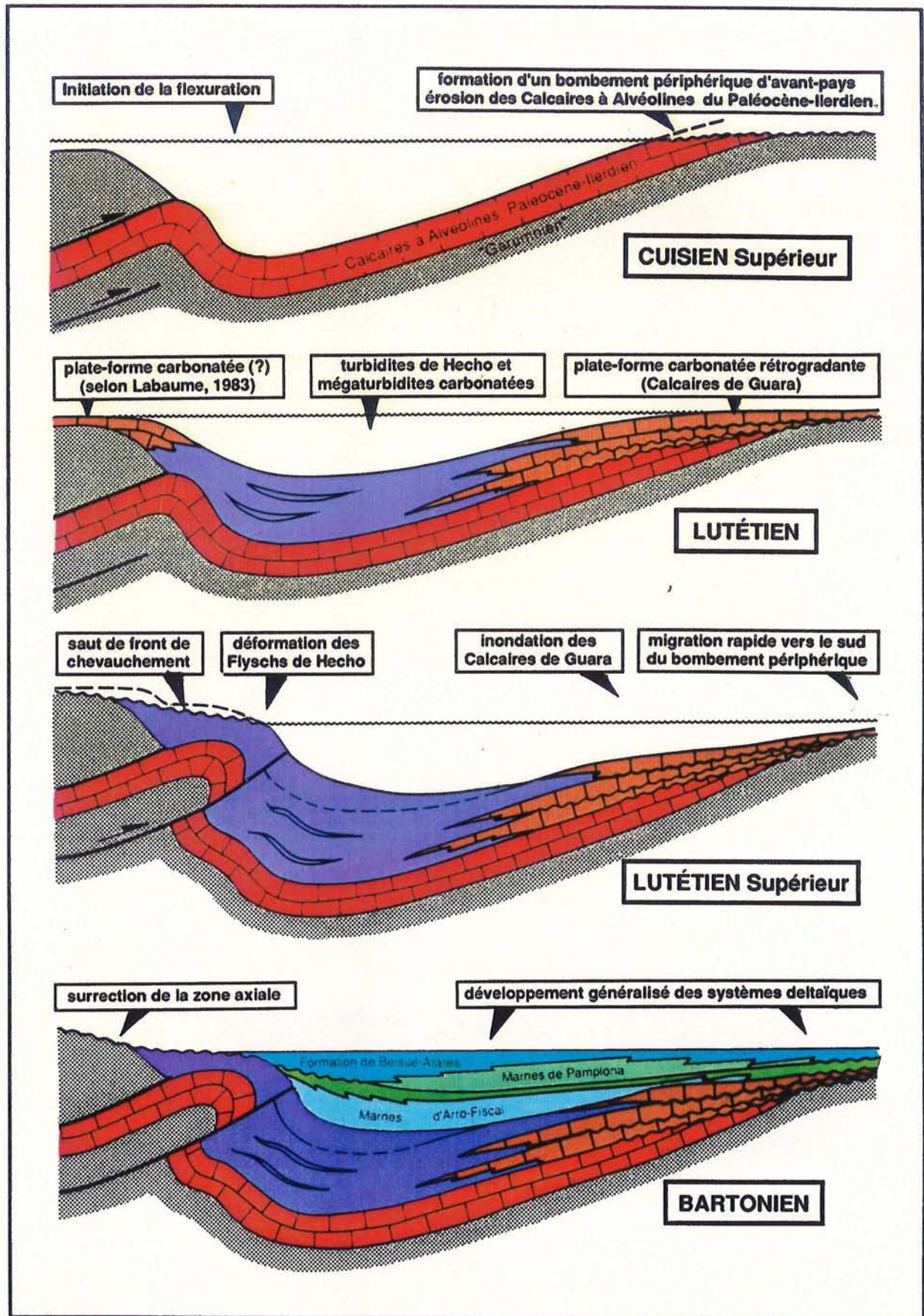


Fig. 96 : Coupes schématiques nord/sud (nord à gauche) illustrant les relations entre l'évolution structurale du bassin de Jaca et son remplissage marin. Dessin sans échelle. Pour plus de clarté, les structures à l'intérieur du bassin n'ont pas été représentées

Le synchronisme entre une inondation majeure au nord et une émergence au sud s'explique par l'enfoncement isostatique rapide de la plaque ibérique au nord, amenant le dépôt de turbidites sur les calcaires de plate-forme, alors que la formation simultanée du bombement externe d'avant-pays (*fore bulge*) génère une émergence au sud du bassin (érosion des Calcaires à Alvéolines). Avec la progression du front de chevauchement, l'effet de flexuration se propage vers le sud, induisant une migration vers le domaine externe du point de subsidence maximale et du bombement périphérique. La zone initiale de bombement périphérique passe peu à peu à un régime de subsidence par flexuration. Cela se traduit par une série rétrogradante en biseau d'aggradation sur une discordance angulaire (série transgressive des Calcaires de Guara).

À l'échelle du bassin l'organisation en grand cycle de transgression régression n'est pas directement interprétable en termes de variations du niveau relatif de la mer, du fait de l'importance que prend à cette échelle le volume d'apports sédimentaires. Le caractère régressif ou transgressif ne permet d'appréhender que le rapport du volume d'accommodation sur le volume d'apports sédimentaires.

I.4. CONCLUSION

L'étude des séries marines du bassin de Jaca montre une organisation des dépôts en différents ordres de cycles de régression-transgression. Les principaux ordres sont (1) les cycles élémentaires à haute fréquence, correspondant aux unités génétiques, (2) des cycles à moyenne fréquence correspondant à des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, et (3) un grand cycle de transgression-régression à l'échelle de toute la série.

L'analyse quantitative de données dans la bordure nord amène à conclure que les cycles à haute et moyenne fréquences résultent de variations eustatiques de faible amplitude.

Il a été montré que l'influence des mouvements tectoniques locaux (longueur d'onde kilométrique) ne génère pas à proprement parler de séquences de dépôt à haute résolution, mais modifie latéralement le motif d'empilement des unités génétiques. Il en ressort que l'unité fondamentale de corrélation doit être l'unité génétique et non le motif d'empilement.

Le grand cycle transgressif-régressif à l'échelle du bassin résulte d'une montée importante du niveau relatif de la mer tectoniquement induite, à laquelle vient s'ajouter un effet d'augmentation dans le temps du volume d'apports sédimentaires. Il s'ensuit une régression générale, malgré la pérennité de la montée du niveau relatif.

L'effet de variations latérales du régime de subsidence et du volume d'apports sédimentaires entre les deux bordures entraîne un diachronisme important dans le motif d'empilement général. L'inondation au nord se corréle avec une discordance au sud, et l'inondation maximale est diachrone. Ceci amène à envisager avec prudence les corrélations par stratigraphie séquentielle, qui reposent sur le postulat que les surfaces majeures d'inversion de tendance sont synchrones et corrélables.

II. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE, L'EMPLACEMENT ET LA GÉOMÉTRIE DES DIFFÉRENTS TYPES DE SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES

L'analyse de l'origine des différents ordres de cycles régressifs-transgressifs a permis de mesurer qualitativement le domaine d'action dans l'espace et le temps de la tectonique, de l'eustatisme et du taux d'apports sédimentaires. L'eustatisme génère les cycles à haute et moyenne fréquences. Le jeu combiné de la subsidence par flexuration et du taux d'apports contrôle le grand cycle de remplissage du bassin. L'interférence entre tectonique et eustatisme s'opère au niveau des cycles à moyenne fréquence, où les variations de régime de subsidence distordent l'enregistrement du signal eustatique.

Les reconstitutions de géométries permettent de replacer les différents types de corps sédimentaires au sein des cycles régressifs transgressifs, et ainsi de savoir où ils se placent par rapport aux variations du niveau relatif de la mer d'origine eustatique et tectonique. Il est ainsi possible de remarquer par exemple que tel corps sédimentaire se trouvait dans la partie transgressive d'une unité génétique — dont le moteur est une montée eustatique —, sur un anticlinal en train de croître, donc avec une diminution d'origine tectonique du taux d'accommodation.

L'étude des paramètres de contrôle à l'échelle des corps sédimentaires sera ici envisagée tout d'abord en partant des cycles régressifs-transgressifs d'origine eustatique, afin de voir la position chronostratigraphique des différents types de corps par rapport à ces cycles. Ensuite la question du contrôle tectonique sera abordée en étudiant l'influence de la cinématique des structures de faible longueur d'onde sur la morphologie et la localisation dans l'espace des corps sédimentaires au sein du cadre chronostratigraphique.

II.1. INFLUENCE DES CYCLES EUSTATIQUES À HAUTE ET MOYENNE FRÉQUENCES

II.1.1. MISE EN ÉVIDENCE D'UNE DISTRIBUTION SÉLECTIVE DES FACIÈS DANS LE TEMPS

La position stratigraphique des différents types de systèmes sédimentaires par rapport à l'emboîtement des cycles eustatiques de haute et moyenne fréquences a été étudiée en détail dans les Grès de Sabinánigo. La figure 97 montre les dix premières unités génétiques de cette formation, qui constituent la base d'un groupement régressif-transgressif. Les quatre unités supérieures qui terminent ce cycle sont en faciès plus distaux et n'ont pas été représentées sur la figure. Les dépôts ont été habillés sommairement en fonction du type de système sédimentaire auquel ils correspondent, sans détailler les faciès. Ce panneau montre clairement un ordonnancement stratigraphique des systèmes de dépôt au cours du temps, avec des périodes où se rencontrent essentiellement des systèmes d'embouchures deltaïques, et des périodes où apparaissent plus de systèmes de rampes de tempêtes et d'estuaires.

À l'échelle des unités génétiques, cet ordonnancement se traduit par une position systématique des dépôts d'embouchure dans la partie inférieure des unités, correspondant à la phase régressive. À l'inverse, les faciès tidaux lorsqu'ils sont présents se situent dans la partie sommitale des unités où ils correspondent à la phase transgressive à l'échelle des unités génétiques. Il y a donc clairement un lien entre le type de corps sédimentaire et la période (montée ou chute) du cycle eustatique élémentaire.

À l'échelle du groupement d'unités, la phase de régression générale est caractérisée par une très large prédominance des dépôts d'embouchures "purs" par rapport aux dépôts tidaux ou aux faciès à remaniements de tempêtes. Ces derniers apparaissent à la transition entre

phase de régression et phase de transgression générale au niveau des unités 8 à 10. Il existe donc un deuxième ordre de contrôle par les variations eustatiques qui se superpose au premier.

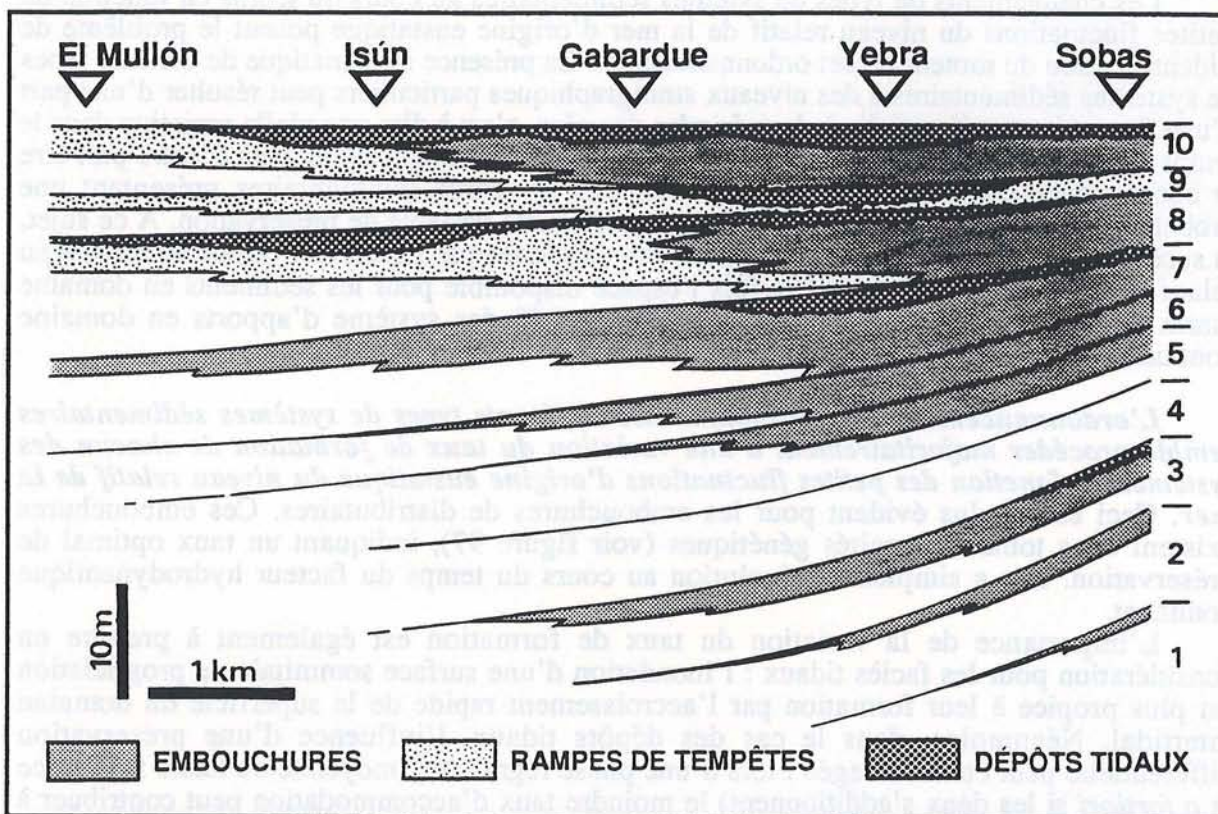


Fig. 97 : Position stratigraphique des systèmes sédimentaires d'embouchures deltaïques, de rampes de tempêtes et d'estuaires dans la partie inférieure des Grès de Sabinánigo entre les coupes de Sobas et de El Mullón.

Il apparaît qu'en période de chute eustatique, quel que soit l'ordre considéré, il semble y avoir formation préférentielle de dépôts d'embouchures, alors qu'en période de remontée s'enregistrent des remaniements par les houles et les marées. La superposition de l'ordre à moyenne fréquence exagère la tendance au sein de la cyclicité à haute fréquence (figure 98).

EFFETS CONJUGUÉS DES DEUX ORDRES DE VARIATIONS EUSTATIQUES			
ORDRES DE CYCLICITÉS EUSTATIQUES	PHASES	CYCLICITÉ MOYENNE FRÉQUENCE	
		CHUTE	MONTÉE
CYCLICITÉ HAUTE FRÉQUENCE	CHUTE	embouchures fluviales peu remaniées	embouchures remaniées houles rampes de tempêtes
	MONTÉE	remaniements tidaux et dépôts de ravinement	dépôts estuariens et de replats de marées

Fig. 98 : Tableau illustrant le type de système sédimentaire dominant en fonction de la superposition de deux ordres de cyclicité eustatique de faible amplitude.

II.1.2. INTERPRÉTATION DU CONTRÔLE EUSTATIQUE SUR LA DISTRIBUTION DANS LE TEMPS DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES

Les changements de types de systèmes sédimentaires au cours du temps en fonction de petites fluctuations du niveau relatif de la mer d'origine eustatique posent le problème de l'identification du moteur de cet ordonnancement. La présence systématique de certains types de systèmes sédimentaires à des niveaux stratigraphiques particuliers peut résulter d'une part d'une formation préférentielle à des périodes données, c'est à dire une réelle variation dans le temps de la probabilité de formation d'un système. Cet ordonnancement peut d'autre part être la conséquence d'une préservation différentielle de corps sédimentaires présentant une probabilité constante de formation, mais une probabilité variable de préservation. À ce sujet, la succession-type répétitive de faciès peut être expliquée par l'effet des variations du niveau relatif de la mer qui modifient à la fois l'espace disponible pour les sédiments en domaine marin et les profils longitudinaux (donc "l'énergie") des systèmes d'apports en domaine continental (figures 99a à 99d).

L'ordonnancement stratigraphique des différents types de systèmes sédimentaires semble procéder majoritairement d'une variation du taux de formation de chacun des systèmes en fonction des petites fluctuations d'origine eustatique du niveau relatif de la mer. Ceci est le plus évident pour les embouchures de distributaires. Ces embouchures existent dans toutes les unités génétiques (voir figure 97), indiquant un taux optimal de préservation. Il y a simplement évolution au cours du temps du facteur hydrodynamique dominant.

L'importance de la variation du taux de formation est également à prendre en considération pour les faciès tidaux : l'inondation d'une surface sommitale de progradation est plus propice à leur formation par l'accroissement rapide de la superficie du domaine intertidal. Néanmoins, dans le cas des dépôts tidaux, l'influence d'une préservation différentielle peut être envisagée : lors d'une phase régressive (moyenne ou haute fréquence et *a fortiori* si les deux s'additionnent) le moindre taux d'accommodation peut contribuer à limiter la préservation de ces faciès.

L'enregistrement stratigraphique dans les Grès de Sabiñánigo montre donc une alternance incessante de systèmes d'embouchures de distributaires deltaïques et de complexes estuariens. Ceci implique une évolution rapide des paysages. Tout en gardant un contexte paléogéographique similaire, le système de dépôt des Grès de Sabiñánigo présentait des caractéristiques physiographiques très différentes entre les périodes régressives et les périodes transgressives, et ce à toutes les échelles (figure 100). En ce sens, on aboutit à la conclusion que *des variations eustatiques d'une amplitude de quelques mètres sont susceptibles de modifier de façon significative la paléo-physiographie du bassin.*

Cette interprétation amène à discuter les limites du contrôle eustatique sur la répartition stratigraphique des systèmes sédimentaires. Les critères prédictifs de la nature des corps sédimentaires en fonction de petites variations eustatiques ont ici été établis dans le contexte particulier d'un avant-pays. La série où ont été acquises les données quantifiées représente une faible tranche de temps et les petites variations supposées eustatiques se superposent à un régime de subsidence relativement homogène vu la durée considérée. Il est probable que l'ajout d'une variation du niveau relatif à long terme (eustatique ou tectonique) rajoute un ordre de contrôle supplémentaire en exagérant les tendances des cycles eustatiques, de la même manière que le cycle à moyenne fréquence exagère les effets des cycles à haute fréquence. Ainsi en suivant ce modèle, la disparition progressive des faciès tidaux vers le sommet de la série peut être interprétée comme un effet de la grande tendance régressive qui s'accroît dans le temps à l'échelle du bassin. Cette interprétation est néanmoins abusive dans la mesure où il existe de nombreux indices montrant que le bassin évolue vers un contexte de plus en plus microtidal au cours du temps (voir en particulier Puigdefàbregas, 1974). Si les faciès tidaux disparaissent progressivement, cela ne résulte pas uniquement d'une diminution de potentiel de formation ou préservation par l'effet de la tendance régressive, mais c'est aussi la conséquence de la diminution dans le temps du régime hydrodynamique des marées.

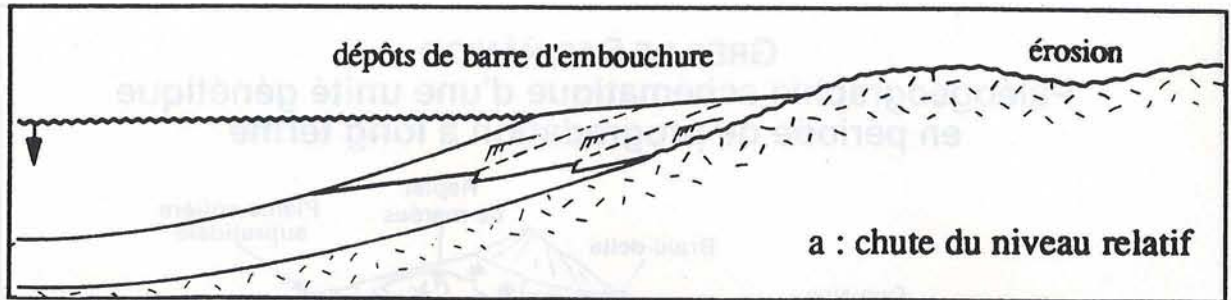


Fig. 99a : Durant une période de chute du niveau relatif de la mer, il se produit une accentuation du gradient de pente des fleuves et une reprise de l'érosion dans les zones proximales. Rien ne se dépose en domaine continental, l'ensemble des sédiments aboutit au littoral où il se distribue sous forme de barres d'embouchures. Les structures induites par les houles et les marées sont occultées par l'hydrodynamique fluviale.

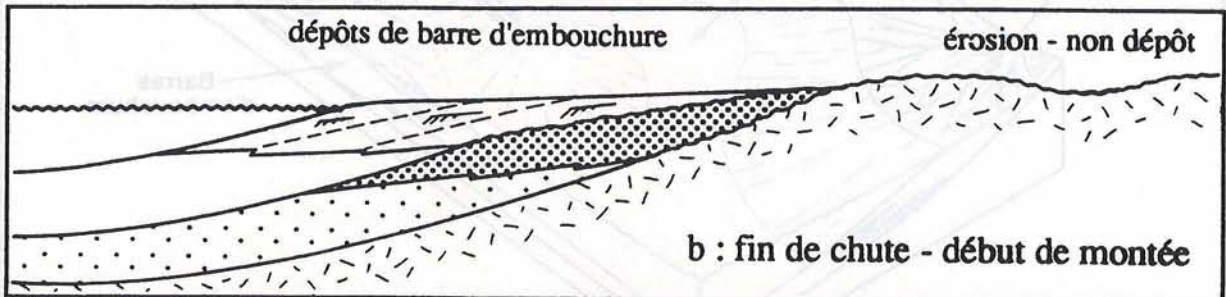


Fig. 99b : Lors du ralentissement de la chute eustatique, il y a toujours une prédominance de la dynamique de crues avec des barres d'embouchures progradantes. Néanmoins, la subsidence tectonique peut permettre une légère aggradation des systèmes d'embouchures et la préservation de quelques figures tidales de petite échelle.

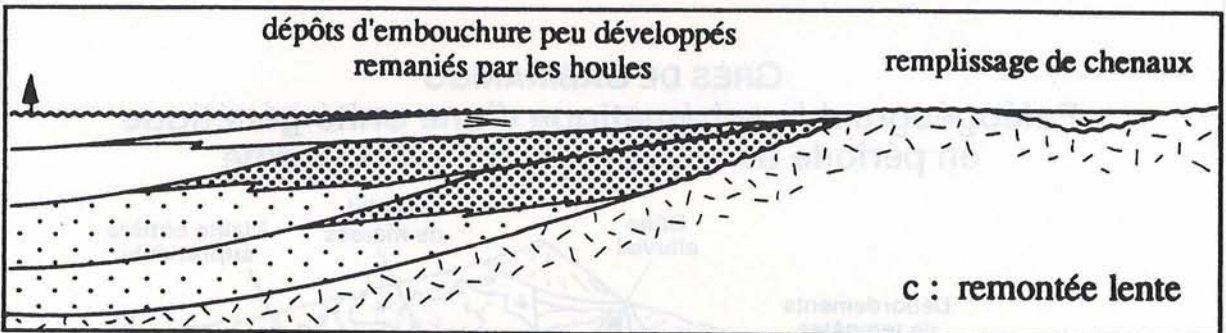


Fig. 99c : Au début de la remontée eustatique, le gradient de pente des fleuves diminue, entraînant une baisse des vitesses d'écoulement. Ceci se traduit en domaine continental par une transition d'un contexte d'érosion à un contexte de dépôt. Du fait du piégeage des sédiments à l'amont de la ligne de rivage dans les chenaux et les lobes de crevasses, le volume de sédiment arrivant au littoral diminue. Cette diminution du flux sédimentaire associée à la décroissance de la dynamique fluviale autorise un meilleur enregistrement de l'effet des houles.

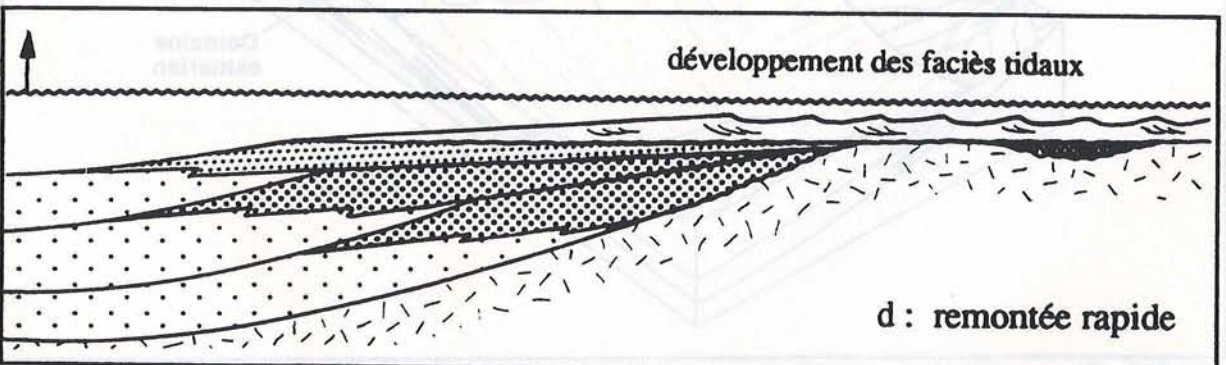
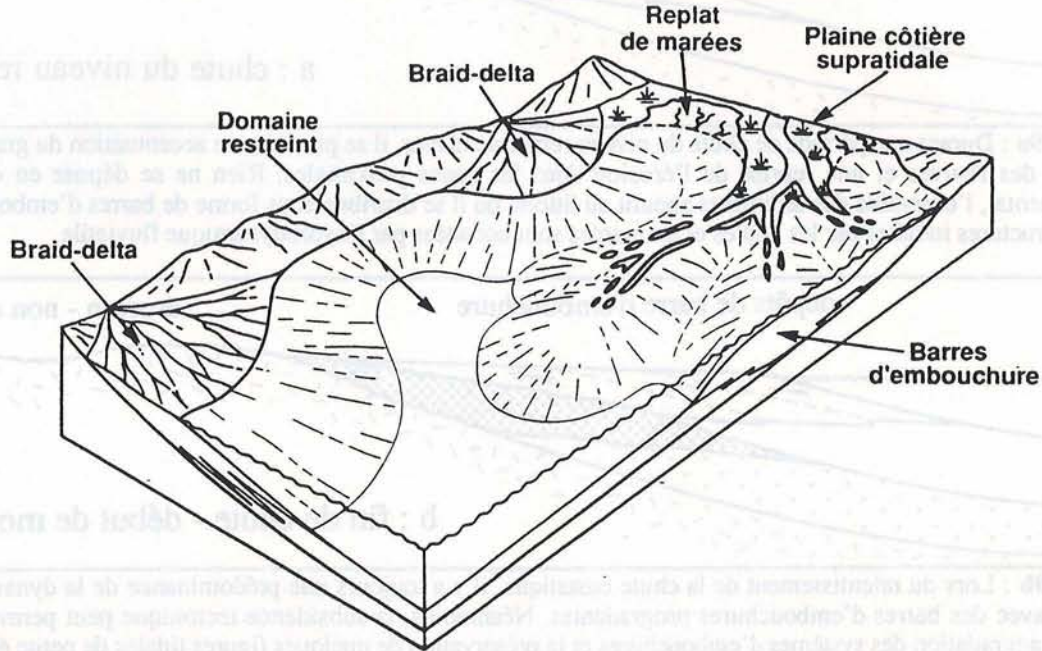


Fig. 99d : La remontée plus rapide du niveau eustatique provoque un ennoisement rapide de la surface sommitale de progradation dont la morphologie est très plane. Il y a alors amplification des courants tidaux par l'effet de l'augmentation rapide de la superficie du domaine intertidal. Le matériel gréseux arrivant au littoral est redistribué sous forme de champs de dunes tidales. Le régime hydrodynamique des fleuves est à son minimum, ce qui autorise des influences marines au sein des embouchures et la formation de faciès estuariens.

GRÈS DE SABIÑÁNIGO
Paléogéographie schématique d'une unité génétique
en période de progradation à long terme



GRÈS DE SABIÑÁNIGO
Paléogéographie schématique d'une unité génétique
en période de rétrogradation à long terme

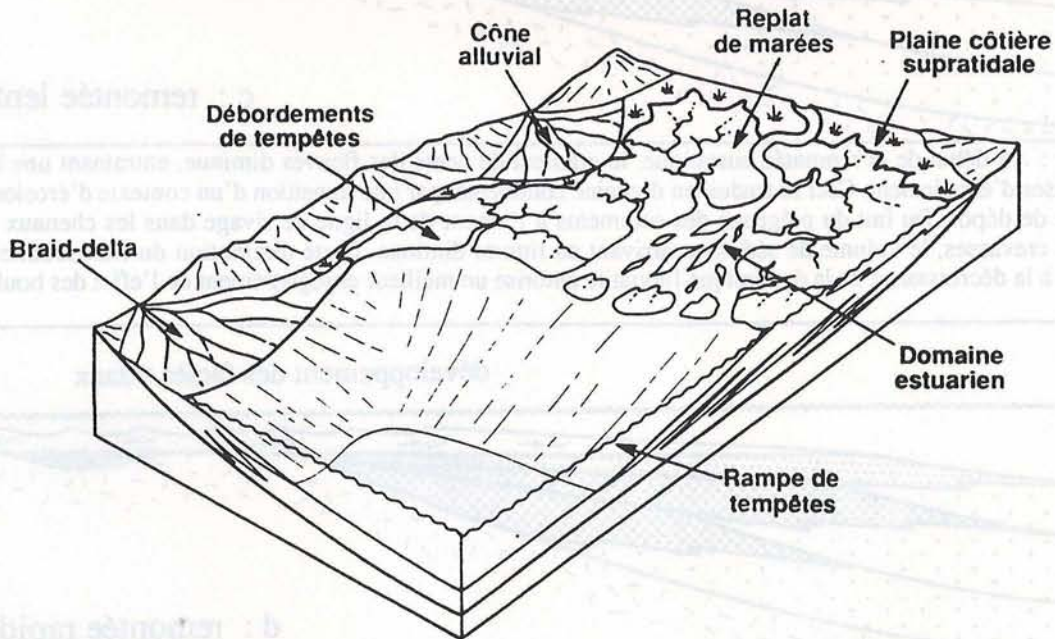


Fig. 100 : Changements de types de systèmes sédimentaires dans les Grès de Sabiñánigo entre : (a) la période régressive d'un groupement régressif-transgressif d'unités génétiques, (b) la période d'aggradation (inversion de tendance régression-transgression) de ce même groupement. Les paléo-physiographies représentées correspondent à une phase régressive de variation à haute fréquence dans les deux cas (phase de progradation d'une unité génétique). Schémas sans échelle.

II.1.3. INFLUENCES DES VARIATIONS EUSTATIQUES : SYNTHÈSE

Les entités chronostratigraphiques élémentaires corrélables que sont les unités génétiques résultent apparemment de petites fluctuations du niveau eustatique de faible amplitude et de fréquence élevée. L'amplitude estimée sur les Grès de Sabinánigo est de l'ordre de quelques mètres, la fréquence peut être évaluée grossièrement à quelques dizaines de milliers d'années. Ces cycles sont responsables d'une hétérogénéité de la distribution dans le temps et l'espace des systèmes sédimentaires en domaine marin, avec l'alternance de dépôts régressifs gréseux, liés à la chute eustatique, et de dépôts transgressifs plus argileux, liés à la montée. L'hétérogénéité fondamentale observée dans la plupart des séries sédimentaires, qui consiste en une succession de strates pluri-métriques alternativement plus gréseuses et plus argileuses, est avant tout liée à une variation eustatique à haute fréquence.

L'entité chronostratigraphique d'échelle supérieure — le groupement régressif-transgressif d'unités génétiques — est également lié à des variations eustatiques. Ces entités présentent une valeur chronostratigraphique moindre que les unités génétiques. En effet, la cinématique de structures tectoniques de faible longueur d'onde peut distordre le motif d'empilement à l'échelle de plusieurs unités génétiques et "déplacer" dans le temps les surfaces majeures d'inversion de tendance entre régression et transgression. Dans les zones où le régime de subsidence est relativement homogène, ces groupements ont une valeur chronostratigraphique et constituent des objets corrélables. Les variations à moyenne fréquence du niveau eustatique dont ils sont la conséquence contrôlent la nature des dépôts gréseux, avec une variation du type de système sédimentaire formé entre les périodes de chutes et de montées eustatiques à moyenne fréquence.

Comme il a été précisé au début de ce chapitre, l'eustatisme n'est fonction que du temps. C'est pourquoi n'ont été soulignées ici que les variations s'exerçant au cours du temps, qui peuvent être identifiées suivant une verticale. Les variations dans l'espace, comme par exemple les limites d'extension des faciès, sont bien sûr partiellement reliées aux variations eustatiques : une montée eustatique induit un retrait de la ligne de rivage et donc une migration vers le continent des limites de faciès. Néanmoins ces variations dépendent avant tout de la topographie du substrat. Pour une montée eustatique donnée, la migration vers le continent des systèmes de dépôt sera d'autant plus accentuée que le substrat sera peu incliné. À la limite, une montée eustatique s'exerçant le long d'une falaise verticale n'engendrera pas de migration longitudinale des systèmes sédimentaires. L'étude des caractéristiques géométriques des systèmes sédimentaires doit nécessairement prendre en compte le contexte tectonique.

II.2. INFLUENCE DE LA CINÉMATIQUE DES STRUCTURES TECTONIQUES À COURTE LONGUEUR D'ONDE

II.2.1 CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS D'EMBOUCHURES

La reconstitution à l'échelle de la série dans la bordure sud du bassin (figure 75, simplifiée sur la figure 101) montre que les dépôts d'embouchures présentent une géométrie particulière, avec des limites d'extensions latérales des faciès présentant une surprenante constance à l'échelle de plusieurs groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques. Les limites d'extension sont clairement liées à la position des anticlinaux. Le phénomène d'aggradation des limites de faciès dans cette zone a déjà été mentionné par Bentham *et al.* (1992), néanmoins ces auteurs considèrent que cette aggradation a lieu au droit des charnières anticlinales, ce avec quoi les résultats de cette étude sont en désaccord.

Les traits marquants de la géométrie des systèmes d'embouchures sont :

- (1) une expansion stratigraphique dans les synclinaux, avec corrélativement un amincissement sur les anticlinaux,
- (2) une disparition des faciès d'embouchures à la transition entre anticlinaux et synclinaux,
- (3) la présence de prismes de faciès d'embouchures "isolés" dans les marnes.

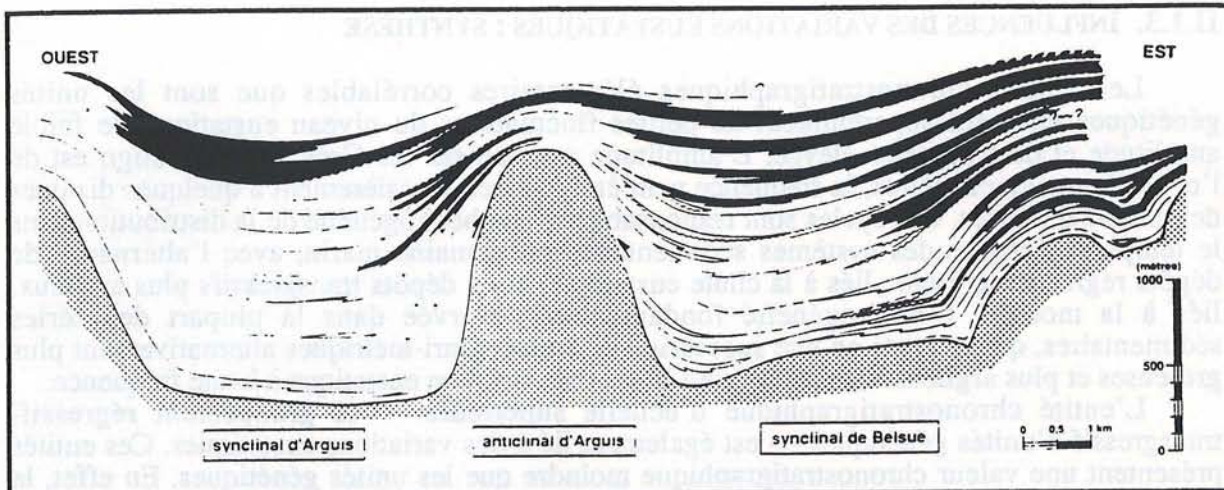


Fig. 101 : géométrie générale des dépôts d'embouchures (en noir) dans la bordure sud du bassin de Jaca. Seuls les groupements d'unités génétiques sont figurés. Noter la tendance à l'empilement vertical à l'échelle de plusieurs groupements, qui se produit à la transition entre anticlinaux et synclinaux.

- Les variations latérales d'épaisseurs

Les grandes variations latérales d'épaisseurs, qui peuvent atteindre un rapport de 1 à 5 en quelques kilomètres, résultent clairement du jeu des structures tectoniques. Par rapport à la surface des Calcaires de Guara, qui constitue le référentiel pour les variations du niveau relatif de la mer au sein du système silicoclastique, l'accommodation totale est minimale sur les charnières anticlinales et maximale dans les synclinaux. *L'accumulation de sédiments au-dessus des anticlinaux indique qu'il y a eu tout de même une montée globale du niveau relatif de la mer au-dessus de ces structures.* Cette montée est la conséquence de la subsidence régionale par flexuration, qui est enregistrée de façon complète dans les synclinaux.

La montée des anticlinaux n'a pas compensé totalement la subsidence régionale. Au niveau de l'anticlinal d'Arguis, il est préservé environ 300 m de série marine se corrélant avec environ 1500 m de sédiments dans les synclinaux. Le rapport d'épaisseur de 1 à 5 montre que la vitesse de montée de l'anticlinal était grossièrement inférieure de 20% à la vitesse de subsidence régionale enregistrée par les synclinaux. En prenant cette valeur moyenne estimée, il apparaît qu'à l'échelle de temps des unités génétiques, pour dix mètres d'espace créé au centre du synclinal, il y en avait deux sur l'anticlinal. Ceci donne une dénivelée de 8m amortie sur plusieurs kilomètres (4 environ, de part et d'autre de l'anticlinal), donnant une pente moyenne de 0,2%. Donc *malgré leur aspect spectaculaire, les anticlinaux de la bordure sud du bassin de Jaca n'ont probablement jamais constitué un relief important.* Ceci explique entre autres l'absence de brèches de pentes ou de gros horizons slumpés. De plus, le fort taux de sédimentation comblait pratiquement instantanément l'espace créé. Le profil de dépôt en milieu proximal (front de barre d'embouchure-prodelta) correspondait probablement à un profil sédimentaire autocyclique et non à une topographie d'origine structurale (figure 102).

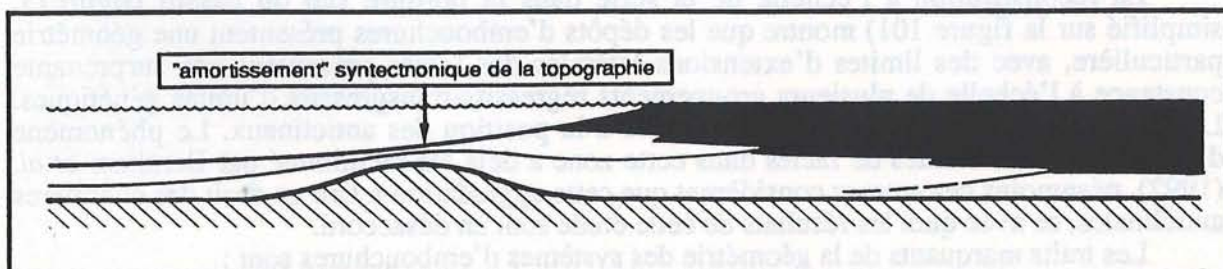


Fig. 102 : Effet d'amortissement syntectonique de la topographie générée par les anticlinaux. Le taux de sédimentation élevé "efface" en permanence la topographie structurale, et c'est pourquoi la formation des anticlinaux n'a pas modifié le sens de progradation général des systèmes d'embouchures.

- Contrôle des limites de faciès sur les flancs ouest d'anticlinaux

Une relative constance dans le temps et l'espace de la limite de faciès entre grès d'embouchures et grès marneux bioturbés s'observe sur les flancs ouest des anticlinaux de Gabardiella et d'Arguis, c'est à dire "à l'aval" de ces structures par référence au sens général de progradation. Ceci peut s'expliquer par l'interférence entre gradient de proximalité-distalité et structures, qui sont orthogonaux :

Sur le flanc ouest d'un anticlinal, les systèmes sédimentaires progradent vers une zone où se crée de plus en plus d'accommodation (le synclinal). À flux sédimentaire supposé constant, le système prograde de moins en moins vite au fur et à mesure que l'accommodation augmente. En outre l'accommodation croissante vers le domaine distal accentue en permanence la pente de la zone de prodelta, ce qui est propice à la remobilisation de sédiment. Donc, après le passage d'une charnière anticlinale, il y a développement important des faciès de prodelta, et relative stabilité de l'extension des faciès proximaux d'embouchure dans la mesure où la bathymétrie augmente rapidement vers le large (schémas 1 à 3 de la figure 103). Cela revient à dire que la majorité du sédiment se dépose dans des milieux relativement distaux.

Les périodes de "stabilité" des limites de faciès sont suivies de "sauts" rapides à travers le synclinal. Ceci peut être une conséquence indirecte du taux élevé de sédimentation dans les environnements distaux (prodelta - grès marneux bioturbés) qui tend à combler le synclinal. À l'occasion d'une légère diminution globale de vitesse de création d'accommodation (tectonique ou eustatique ?), les systèmes d'embouchures tendent à prograder plus vite, atteignant une zone clé, au centre du synclinal, où le taux d'accommodation diminue vers l'aval. Cette diminution de l'espace disponible amène une accélération de la progradation, puisqu'il faut une surface de plus en plus grande pour absorber un même flux sédimentaire. Ceci amène un "saut" de la limite de faciès qui traverse rapidement le synclinal.

Si l'accélération de la progradation peut s'expliquer facilement par la diminution d'accommodation vers l'aval, il est néanmoins fait l'hypothèse que ce saut est lié au départ à une petite diminution de la vitesse de création d'accommodation régionale, qui initie l'accélération de la régression. Dans ce cas, il apparaîtrait un ordre supérieur d'organisation hiérarchique des cycles de variation du niveau relatif se traduisant par l'individualisation d'ensembles de groupements d'unités génétiques. La périodicité, suivant les données de la bordure sud du bassin, serait alors comprise entre 0,5 et 1 million d'années (ensembles comprenant plusieurs groupements régressif-transgressif d'unités génétiques). La faible amplitude pour une durée importante ne permet pas de trancher entre des fluctuations eustatiques ou de petites variations du régime de subsidence.

L'existence de ces cycles n'est cependant pas démontrée, et il est possible de construire un modèle d'effet de seuil qui n'implique pas une variation régionale du taux d'accommodation mais un effet de la croissance d'un anticlinal (figure 103) :

Dans un premier temps, la croissance de l'anticlinal situé au large du système sédimentaire provoque une accélération locale de la vitesse d'accumulation : le sédiment est piégé préférentiellement dans la zone synclinale, puisque son évacuation vers les domaines très distaux (écoulements gravitaires) est rendue plus difficile. L'accélération de la vitesse d'accumulation par rapport à une vitesse constante de création d'accommodation régionale amène progressivement une perte d'espace *réellement disponible* dans le synclinal (comblement). Il arrive un moment où l'espace réellement disponible devient insuffisant et où le système d'embouchure traverse le synclinal.

- Contrôle des limites de faciès sur les flancs est d'anticlinaux

L'hypothèse qui vient immédiatement à l'esprit pour expliquer la limite d'extension apparente vers l'ouest des faciès d'embouchures sur le flanc est de l'anticlinal d'Arguis est celle d'un "blocage" dû à la topographie. L'anticlinal aurait joué le rôle de barrière et la progradation se serait réorientée vers le nord parallèlement à la structure. La prise en compte de l'ensemble des données indique que ce n'est pas le cas.

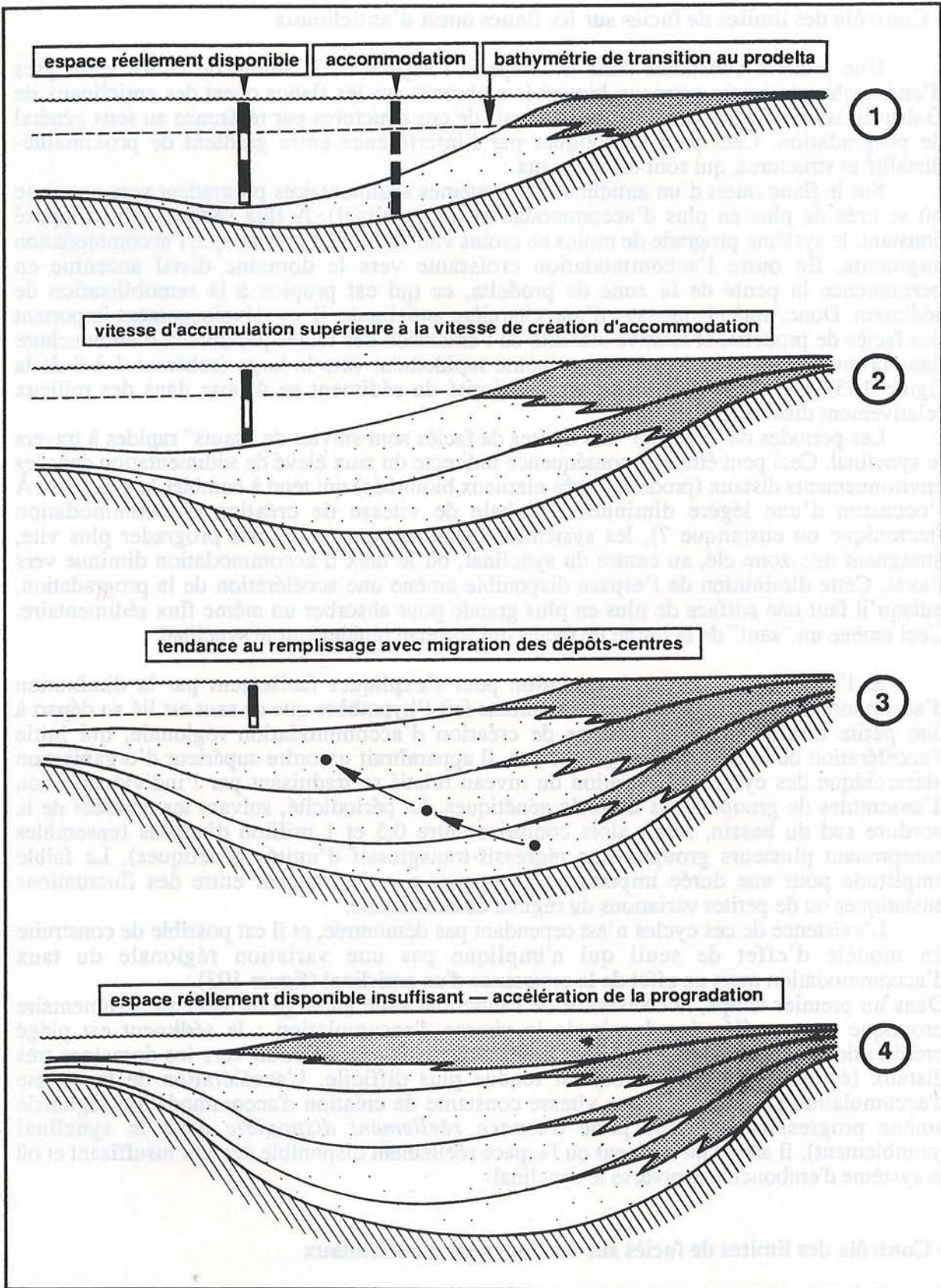


Fig. 103 : Modèle expliquant les "sauts" de limite de faciès à travers un synclinal, sans faire intervenir une diminution de la vitesse de création d'accommodation régionale. Le saut serait lié à une perte locale d'espace réellement disponible par une vitesse de comblement supérieure à la vitesse de création d'accommodation en milieu d'*offshore*-prodelta. L'accélération de la vitesse de comblement serait liée à un piégeage du sédiment par l'effet de la croissance de l'anticlinal situé en domaine distal.

- Au niveau de la charnière de l'anticlinal d'Arguis, la série est composée d'alternances de marnes grises, de grès marneux bioturbés, et de grès marneux bioclastiques en passage latéral vers l'aval des systèmes d'embouchures situés dans la partie supérieure de la formation au niveau du synclinal de Belsué.

- Plus vers l'aval, sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis, il réapparaît des faciès proximaux d'embouchures formant des "prismes" isolés dans l'*offshore*. Ces prismes se biseautent vers l'est avec un accroissement du taux d'amalgame vers la charnière anticlinale. C'est aussi dans cette zone que les prismes isolés de dépôts d'embouchures présentent les faciès les plus proximaux (jusqu'au faciès distributaire). Vers l'ouest (en direction du synclinal de Belsué), les faciès d'embouchures montrent un passage latéral vers des faciès de plus en plus distaux et s'interdigitent dans les marnes d'*offshore*.

La réapparition de faciès d'embouchures de l'autre côté de l'anticlinal ne résulte pas de la progradation d'un système indépendant plus ou moins parallèle à la charnière de l'anticlinal, dans la mesure où devraient s'observer vers l'est des faciès plus distaux correspondant aux parties latérales du système (figure 104). Les prismes littoraux isolés préservés sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis sont dans la logique de progradation générale du système deltaïque de la bordure sud du bassin, ils indiquent que les embouchures ont franchi la charnière anticlinale orthogonalement à la structure.

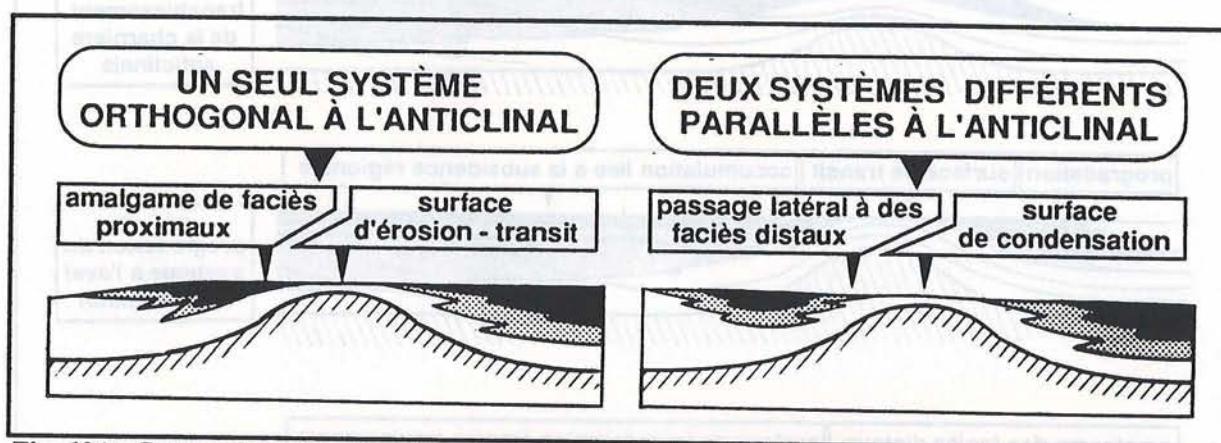


Fig. 104 : Comparaison des géométries des prismes d'embouchures isolés sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis selon qu'ils sont associés au système deltaïque majeur qui prograde vers l'ouest (ce qui semble être le cas), ou qu'ils résulteraient de la progradation d'un système indépendant.

Le problème réside dans l'absence de continuité physique des dépôts dans la partie supérieure de la série au niveau de la charnière. En effet, même si l'accommodation y est minimale, plusieurs centaines de mètres de sédiment y ont été préservés, y compris des dépôts d'embouchure (à la base). L'hypothèse la plus simple est que les embouchures ont franchi l'anticlinal lors de phases de quiescence tectonique, et que leurs dépôts ont été érodés durant des phases de surrection. Néanmoins rien n'indique une cinématique en mouvements alternatifs : les prismes isolés sur le flanc ouest de l'anticlinal montrent un amalgame vers l'amont par l'effet de discordances progressives. Il est donc certain que les embouchures ont franchi l'anticlinal durant sa croissance. Il est proposé ici une explication de ce phénomène (figure 105) :

- Au cours d'une phase régressive, le système prograde en direction de l'anticlinal. Le taux de sédimentation élevé fait que la topographie générée par l'anticlinal est "instantanément" amortie et que celui-ci ne constitue pas une barrière (figure 105a). Au fur et à mesure que le système prograde vers l'axe anticlinale, l'espace disponible est moindre, et donc la progradation s'accélère jusqu'à une vitesse maximale, atteinte lors du passage de la charnière. La ligne de rivage traverse cette zone en un temps très bref (figure 105b), et il en résulte une très faible accumulation de dépôts d'embouchures sur la charnière de l'anticlinal. Ces dépôts peuvent éventuellement être érodés par la suite, la zone de charnière de l'anticlinal étant réduite à une surface d'érosion/transit (figure 105c).

- À l'arrivée dans le synclinal, l'augmentation rapide de l'espace disponible freine rapidement la progradation, et limite l'extension du système d'embouchure (figure 105c). Lors de la phase transgressive, la ligne de rivage retransverse rapidement l'anticlinal en sens

inverse Au niveau de la charnière, le phénomène de ravinement remanie la surface de transit ou les faciès d'embouchures éventuellement préservés. Les dépôts transgressifs (ici des grès marneux bioclastiques) viennent alors reposer directement sur les faciès distaux déposés avant le passage de l'embouchure (figure 105d).

Ainsi, à l'échelle de plusieurs cycles de progradation-rétrogradation, les systèmes d'embouchures ne sont pas préservés sur la charnière de l'anticlinal, et il apparaît des limites d'extension de faciès relativement constantes de part et d'autre de l'anticlinal.

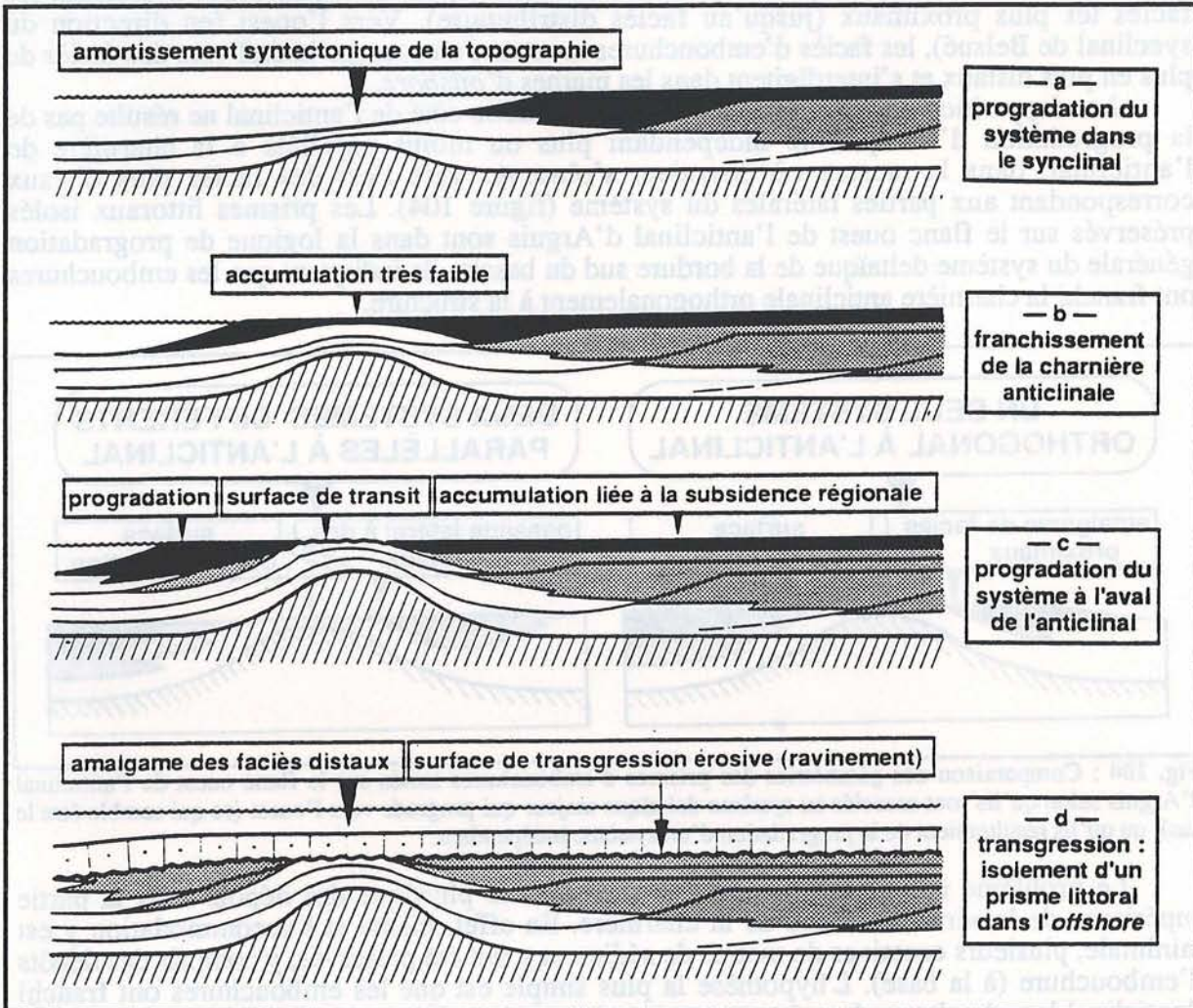


Fig. 105 : Modèle de contrôle des taux de formation et de préservation des faciès d'embouchures par la croissance d'un anticlinal au cours d'un cycle élémentaire de variation eustatique se superposant à une subsidence régionale. (a) Lors de la régression, le taux de sédimentation élevé compense la différenciation topographique. L'anticlinal ne constitue pas une barrière morphologique. (b) La diminution d'accommodation vers l'aval accélère la régression, et le système d'embouchure traverse rapidement l'anticlinal. Du fait de l'accommodation minimale et de la rapidité de la migration, il se préserve très peu de dépôts sur la charnière. (c) La poursuite de la progradation vers une zone d'accroissement rapide de l'accommodation freine rapidement la progradation à "l'aval" de l'anticlinal, mais la zone de charnière peut être soumise à une légère érosion et présenter une surface de transit. (d) Lors de la transgression, le système migre rapidement vers l'amont. Au niveau de la charnière, la surface de ravinement "s'amalgame" avec la surface de chute, il n'existe pas — ou très peu — de faciès proximaux préservés.

Ainsi, l'enregistrement stratigraphique sur la charnière de l'anticlinal consiste en une succession de dépôts distaux, alternativement régressifs (prodelta) et transgressifs (grès marneux bioclastiques). Il est difficile de détecter *a priori* sur le terrain le fait que la ligne de rivage a traversé cette zone, dans la mesure où l'organisation stratigraphique des faciès peut être interprétée comme une série d'unités génétiques exprimées en domaine marin ouvert. Le seul critère est la présence de surfaces d'érosion à la base des dépôts de grès bioclastiques, qui viennent tronquer les séquences granocroissantes de grès marneux bioturbés. Néanmoins

ces surfaces pouvaient être interprétées comme des terminaisons distales de surfaces de ravinement. C'est la présence de prismes d'embouchures isolés sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis qui a amené à reconsidérer en détail la signification des alternances de faciès distaux sur la charnière.

La préservation d'un prisme de dépôts littoraux isolé dans les faciès distaux amène une comparaison avec les "régressions forcées" (*forced regressions* : Dam et Surlyk, 1992 ; Posamentier *et al.*, 1992). Il existe une analogie géométrique, en revanche, les implications en termes de relations chronostratigraphiques sont différentes. Dans le cas d'une régression forcée, une chute prononcée du niveau relatif de la mer provoque une migration et une "descente" (*downwardshift*) du littoral, de sorte que les dépôts du prisme isolé de bas niveau sont strictement postérieurs à ceux du "prisme de haut niveau". L'équivalent latéral de ce prisme vers l'amont est une surface d'érosion. *Dans le cas présenté ici, l'isolement d'un prisme littoral dans les faciès d'offshore n'est liée qu'à une chute locale du niveau relatif de la mer le long du profil de dépôt*, et rien n'interdit qu'il y ait sédimentation simultanée de part et d'autre de l'anticlinal. En effet, même au plus fort de la régression, s'il ne se dépose rien sur la charnière de l'anticlinal, il persiste à se créer une accommodation tectonique (de caractère régional) dans le synclinal situé vers l'amont. En d'autres termes, *le prisme littoral "déconnecté" peut avoir comme équivalent-temps vers l'amont un volume de sédiments et non une surface d'érosion, il n'est pas l'indice d'une chute majeure et corrélable du niveau relatif de la mer comme dans le cas des régressions forcées liées à des chutes glacio-eustatiques de grande ampleur.*

Tout ceci souligne le rôle relativement faible tenu par la montée des anticlinaux dans le contrôle des caractéristiques physiographiques des systèmes sédimentaires syntectoniques. D'une part, la croissance des structures n'a pas modifié le sens de progradation général du système, d'autre part, il semble qu'il y ait eu une relative constance dans le temps des profils de dépôt. La variabilité géométrique observée dans l'enregistrement sédimentaire semble résulter essentiellement de processus de préservation différentielle. *C'est l'une des différences fondamentales apparentes entre tectonique et eustatisme : alors que les variations eustatiques semblent influencer principalement les taux de formation des différents systèmes sédimentaires, les variations tectoniques semblent influencer plutôt leurs taux de préservation.*

II.2.2. CONTRÔLE STRUCTURAL DE L'EMPLACEMENT DES FACIÈS PEU REPRÉSENTÉS

Le travail le plus important a résidé dans la compréhension de l'organisation géométrique des faciès les plus intéressants en termes de modèles de réservoir, soit les dépôts d'embouchure. Il est néanmoins intéressant de discuter de la position des dépôts qualifiés ici "d'exceptionnels", car peu représentés, dans la mesure où s'y marque un contrôle structural largement dominant. Plusieurs exemples sont proposés. Les premiers se situent dans la bordure sud, avec l'étude de la position dans l'espace des faciès de plates-formes carbonatées, des dépôts gravitaires et des systèmes de courants d'arrachement. L'identification du contrôle tectonique y est aisée dans la mesure où l'affleurement est très étendu et où le caractère syntectonique de la sédimentation est évident. Le dernier exemple est extrait des Grès de Sabinánigo ; il s'agit dans ce cas d'une zone où les déformations synsédimentaires sont beaucoup moins accusées, et où l'orientation de l'affleurement ne permet pas d'étudier une coupe orthogonale aux structures.

a. Exemples de la bordure sud du bassin

- Position des faciès de plates-formes carbonatées

Dans l'Éocène supérieur du bassin de Jaca, les faciès de plates-formes carbonatées sont assez rares et limités à la bordure sud du bassin. Au niveau stratigraphique où ces faciès sont le mieux représentés, il est possible d'observer un passage latéral d'est en ouest de dépôts

purement calcaires à des dépôts purement silicoclastiques (figure 106). Les dépôts calcaires sont représentés par une grande barre carbonatée dans le synclinal de Bentué de Rasal, avec un faciès semi-construit à bryozoaires et crinoïdes. À l'opposé, le faciès purement silicoclastique équivalent se trouve dans le synclinal de Belsué, avec des dépôts d'embouchures et de courants d'arrachements. Entre les deux, dans le synclinal d'Arguis, se trouvent des dépôts mixtes de grès silicoclastiques et bioclastiques.

Il semble que le développement de faciès purement carbonatés vers l'ouest a été rendu possible par l'existence des structures, grâce auxquelles les sédiments terrigènes provenant de l'est ont pu être piégés. Une nouvelle fois, il n'est pas question d'un effet de barrière physiographique. Les dépôts de barres d'embouchures et de tempêtes bioclastiques présentent des interdigitations au niveau du village d'Arguis, et les deux types de systèmes sédimentaires n'étaient donc pas physiquement séparés. C'est l'effet de piégeage rapide de la majorité du flux terrigène dans les synclinaux qui a permis le développement des faciès de plates-formes carbonatées.

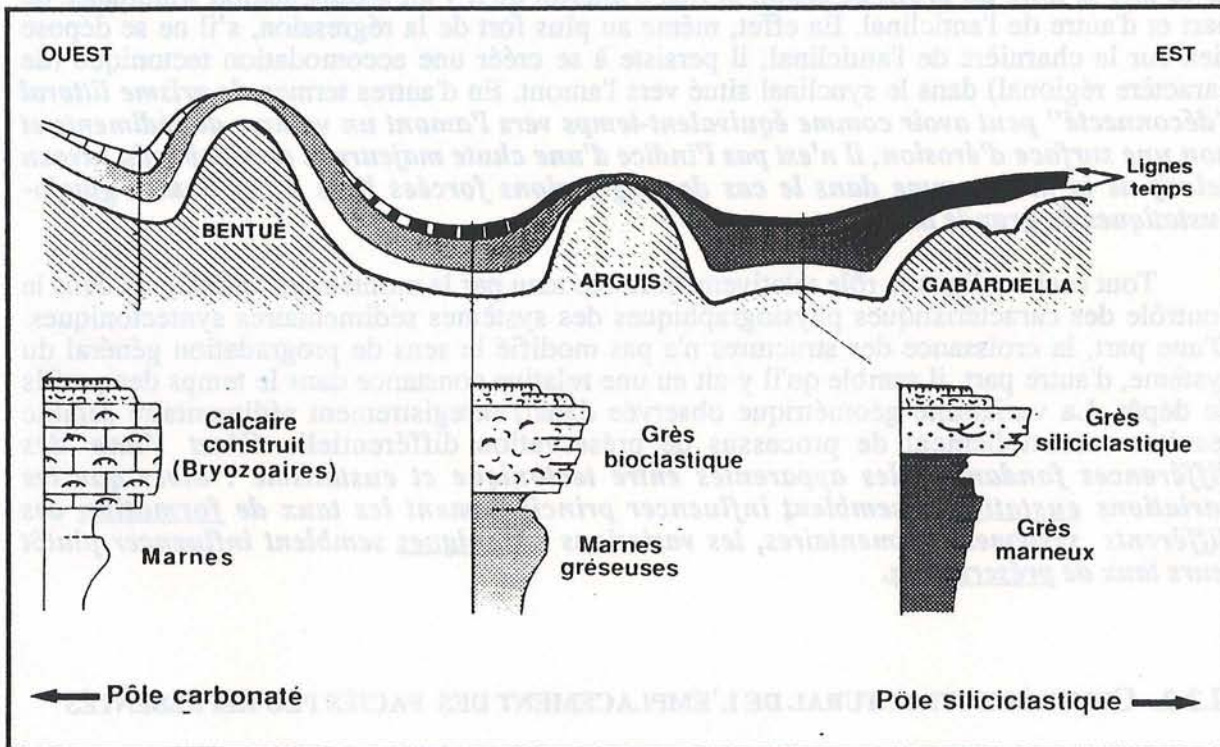


Fig. 106 : Passage latéral de faciès purement carbonatés, à l'ouest, à des faciès silicoclastiques à l'est. Ce passage s'observe sur une unité chronostratigraphique facilement identifiable : les dépôts silicoclastiques sont ceux sur lesquels est construit le village de Belsué, les dépôts mixtes constituent la barre sur laquelle est construite le village d'Arguis, les dépôts carbonatés forment la barre sous laquelle se trouve le village de Bentué de Rasal.

- Position des faciès d'écoulements gravitaires

Deux faciès d'écoulements gravitaires ont été identifiés. Tout d'abord les faciès d'écoulement de débris, qui constituent des remplissages de gouttières d'érosion sous-marines sur le flanc ouest de l'anticlinal de Gabardiella et dans le "micro"-synclinal de Lúsera. L'autre type de faciès d'écoulements gravitaires est constitué par les dépôts de glissements de masse de front de delta, attribuables à des écoulements de grains ou à des turbidites à haute densité très proximales. Ces faciès se placent dans la partie orientale du synclinal de Belsué, "au pied" de l'anticlinal de Gabardiella. La différence de localisation entre les deux types de dépôt réside dans leurs degrés respectifs de différenciation en termes d'écoulements :

- Les écoulements de débris, avec un mélange d'argiles, de grès et de blocs rocheux traduisent une différenciation granulométrique nulle ; il s'agit donc de dépôts proximaux et ils ne se rencontrent d'ailleurs que sur les flancs de l'anticlinal.
- Les faciès gréseux de glissement de masse de front de delta résultent d'écoulements de grains ou de turbidites à haute densité, le matériel n'a pu se déposer que lors d'une diminution

brutale ou d'une disparition du gradient de pente. C'est pourquoi on ne les rencontre pas sur les flancs de l'anticlinal. Ces écoulements impliquent un faible transport (Lowe, 1976 ; Hein, 1982 ; Einsele, 1991) et il n'est dès lors pas surprenant de les rencontrer juste au pied de l'anticlinal.

- Position des faciès de remplissages de chenaux de courants d'arrachement

Les faciès attribués à des remplissages de chenaux de courants d'arrachement se rencontrent principalement dans le flanc est de l'anticlinal d'Arguis. Il en existe un petit sur le flanc ouest (non représenté sur la section synthétique est-ouest de la bordure sud, du fait de sa faible extension). Il semble que les courants d'arrachement (*rip currents*) se soient placés préférentiellement dans les zones "pincées" à la transition entre anticlinaux et synclinaux. Une étude de McKenzie (1958) sur la position des courants d'arrachement sur des côtes actuelles montre que dans le cas des côtes dentelées, les courants d'arrachement sont générés sur les côtés des môles qui s'avancent dans la mer (figure 107).

La position des faciès équivalents rencontrés dans la bordure sud du bassin tendrait donc à montrer que les anticlinaux généraient des indentations de la côte. Ceci peut paraître en contradiction avec le fait énoncé précédemment que ces structures ne constituaient pas des éléments morphologiques importants. Ce paradoxe se justifie d'une part par le fait que les faciès de remplissages de chenaux de courants d'arrachement se placent à des périodes où le système deltaïque était situé plus à l'est. Le taux de sédimentation étant dès lors plus faible, il n'aurait pas permis d'aplanir complètement la topographie. D'autre part, si l'aplanissement de la topographie est possible en domaine sous-marin, il ne l'est plus en domaine émergé, où les anticlinaux calcaires pouvaient résister davantage à l'érosion que les sédiments littoraux. Il n'y a donc pas d'incompatibilité entre une expression morphologique des anticlinaux en domaine littoral, contrôlant la position des chenaux de courants d'arrachement, et un amortissement rapide vers le large de cette différenciation topographique.

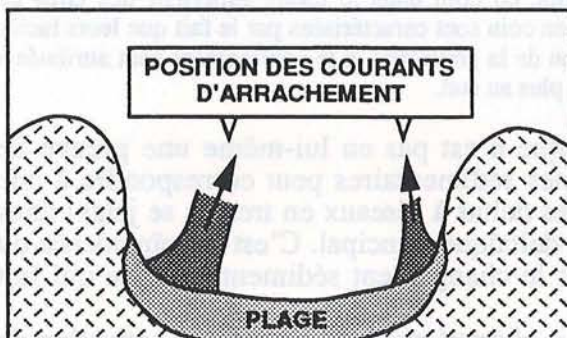


Fig. 107 : Position des courants d'arrachement (*rip currents*) sur une côte actuelle dentelée. Modifié d'après McKenzie (1958). L'analogie avec la position des faciès attribués à ce type de phénomène dans le bassin de Jaca amène à conclure que les anticlinaux de la bordure sud du bassin généraient probablement des môles le long de la côte.

b. Exemple de la bordure nord du bassin — les Grès de Sabiñánigo

À l'inverse de la bordure sud du bassin, le contrôle de la sédimentation par des structures tectoniques actives n'apparaît pas au premier abord. Il a été montré dans le chapitre précédent que le contexte paléogéographique et la légère expansion stratigraphique vers le nord-ouest justifiaient l'hypothèse d'un fonctionnement précoce des structures tectoniques d'orientation est-ouest de la bordure nord du bassin. Un effet du jeu synsédimentaire de ces structures est ici invoqué pour expliquer l'occurrence de faciès restreints généralisés dans le tiers supérieur de la formation, ainsi que les problèmes d'ambiguïté du motif d'empilement des unités génétiques qui avaient initialement amené à une corrélation erronée.

L'observation dans le détail de la géométrie des unités génétiques dans le terme supérieur de la formation montre un changement brutal de géométrie, avec un passage d'une forme en feuillet à une forme en coin (figure 108). Les unités génétiques qui constituent la forme en coin présentent plusieurs particularités sédimentologiques par rapport au reste de la série. Tout d'abord, l'ensemble des faciès argileux "distaux" présente des critères de confinement tout le long de l'affleurement. Par ailleurs, c'est à ce moment que les systèmes de deltas à réseaux en tresses provenant du nord présentent leur plus grande extension. Ces systèmes progradent dans les faciès restreints, qui sont donc plus distaux. Enfin, les faciès

d'embouchures deltaïques sont peu développés à ce niveau, alors qu'ils sont clairement exprimés dans tout le reste de la série.

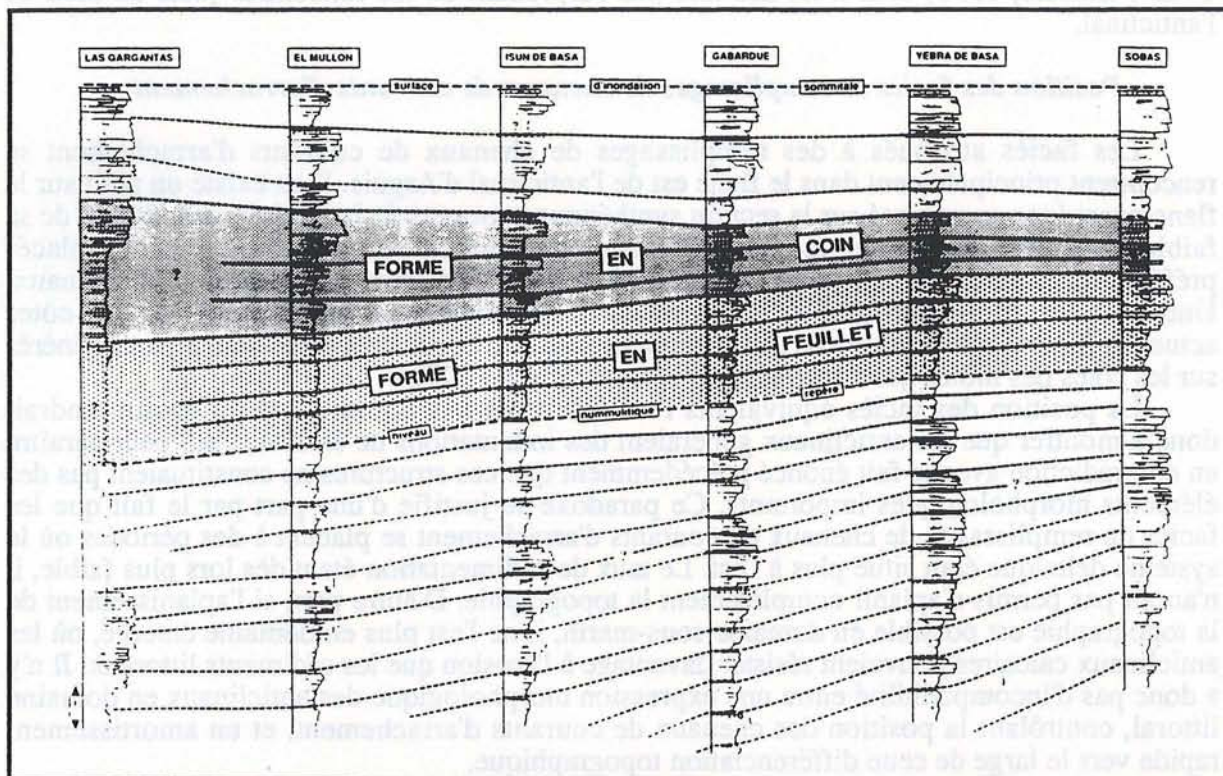


Fig. 108 : Transition d'une forme en feuille à une forme en coin dans le terme supérieur des Grès de Sabiñánigo. Les unités génétiques qui constituent la forme en coin sont caractérisées par le fait que leurs faciès distaux présentent des critères de confinement. La distorsion de la géométrie et le confinement sont attribués à un effet de soulèvement de la charnière d'un anticlinal sinué plus au sud.

Le changement de contexte sédimentologique n'est pas en lui-même une preuve de contrôle tectonique. Cette disposition des systèmes sédimentaires peut correspondre à une migration rapide des systèmes vers le sud, avec les deltas à réseaux en tresses se jetant dans une vaste zone lagunaire située en arrière du front deltaïque principal. C'est la coïncidence du changement de forme des unités génétiques avec le changement sédimentologique qui fait suspecter un contrôle tectonique.

L'explication proposée est que le changement observé résulte d'une (ré- ?) activation du système de structures de la bordure nord du bassin. Le soulèvement de la charnière de l'anticlinal du río Basa aurait amené un confinement de la zone synclinale de Santa Orosia par rapport au domaine marin. Par ailleurs, la réactivation au niveau du chevauchement de Oturia aurait accéléré l'expansion des systèmes de deltas à réseaux en tresses (figure 109).

c. Conclusion

L'étude de la position chronostratigraphique de certains faciès peu représentés a montré qu'un *phénomène tectonique peut contrôler, au moins en partie, ce qui semblait spécifique de variations eustatiques : la variation dans le TEMPS du type de système sédimentaire dominant*. Cette observation s'applique surtout à la bordure nord du bassin, avec l'influence tectonique sur le développement des deltas à réseaux en tresses et des faciès "confinés profonds". Elle s'applique également dans une moindre mesure à la bordure sud, dans laquelle les faciès d'écoulements gravitaires sont spécifiques d'un niveau stratigraphique bien qu'ils ne soient pas liés à une cyclicité eustatique. Par ailleurs, l'étude de la position des faciès de plates-formes carbonatées montre que *la tectonique à courte longueur d'onde contrôle la variation dans l'ESPACE de la nature des corps sédimentaires au sein d'une unité stratigraphique*.

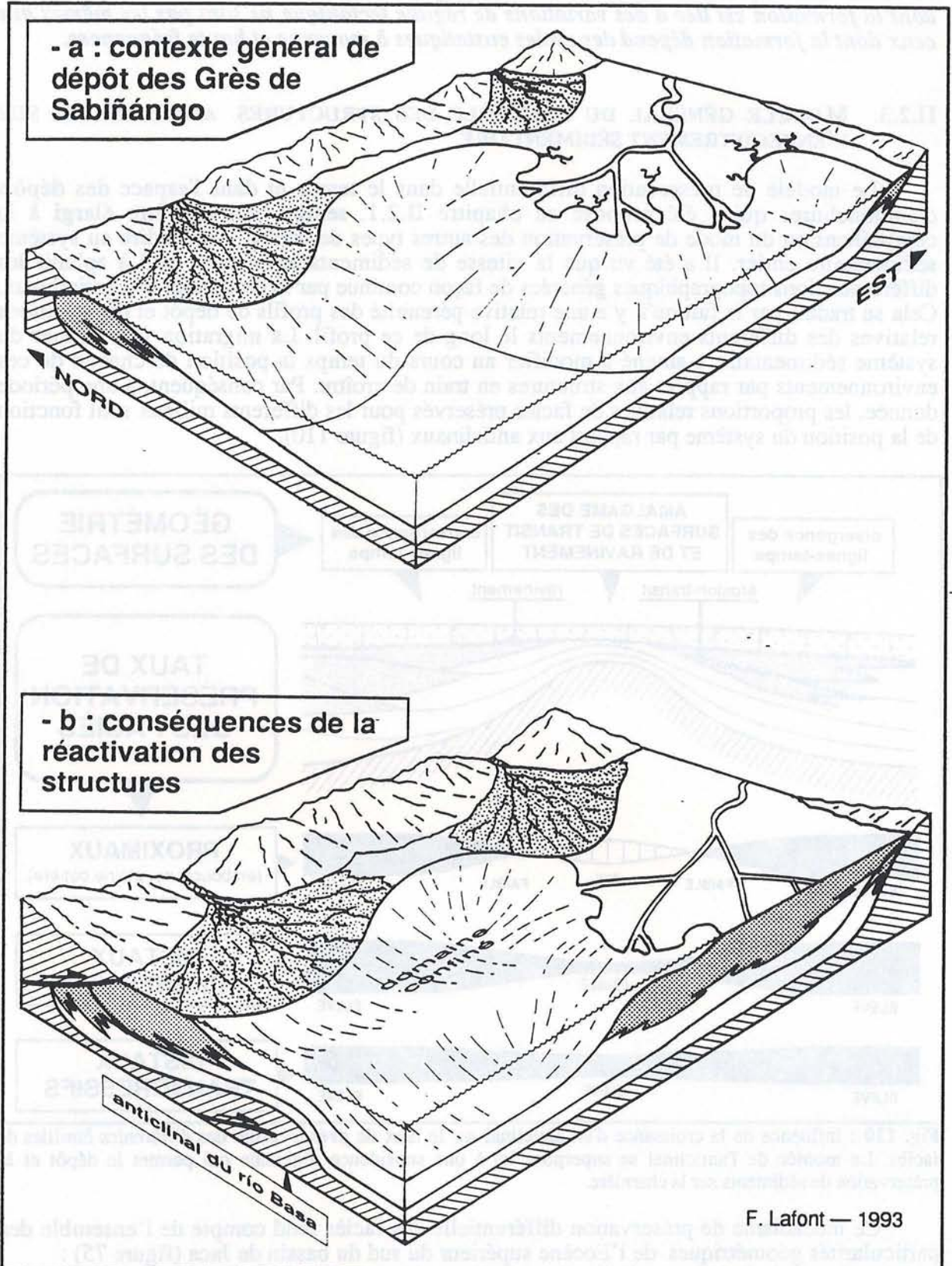


Fig. 109 : Explication du changement sédimentologique et géométrique observé dans la partie supérieure des Grès de Sabiñánigo. La réactivation des structures locales aurait provoqué un confinement de la zone synclinale, un développement exceptionnel des systèmes de deltas à réseaux en tresses et un déplacement latéral vers le sud du système deltaïque longitudinal.

Ceci constitue une limite au modèle de contrôle des faciès sédimentaires par les variations eustatiques. Celui-ci n'est néanmoins pas invalidé pour autant. En effet, *les faciès dont la formation est liée à des variations de régime tectonique ne sont pas les mêmes que ceux dont la formation dépend des cycles eustatiques à moyenne et haute fréquences.*

II.2.3. MODÈLE GÉNÉRAL DU CONTRÔLE DES STRUCTURES ANTICLINALES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE

Le modèle de préservation différentielle dans le temps et dans l'espace des dépôts d'embouchures qui a été proposé au chapitre II.2.1. semble pouvoir être élargi à la compréhension du mode de préservation des autres types de dépôts, c'est à dire au système sédimentaire entier. Il a été vu que la vitesse de sédimentation élevée tend à aplanir les différenciations topographiques générées de façon continue par la croissance des anticlinaux. Cela se traduit par le fait qu'il y a une relative pérennité des profils de dépôt et des positions relatives des différents environnements le long de ce profil. La migration vers la mer du système sédimentaire a amené à modifier au cours du temps la position de chacun de ces environnements par rapport aux structures en train de croître. Par conséquent, à une période donnée, les proportions relatives de faciès préservés pour les différents milieux sont fonction de la position du système par rapport aux anticlinaux (figure 110).

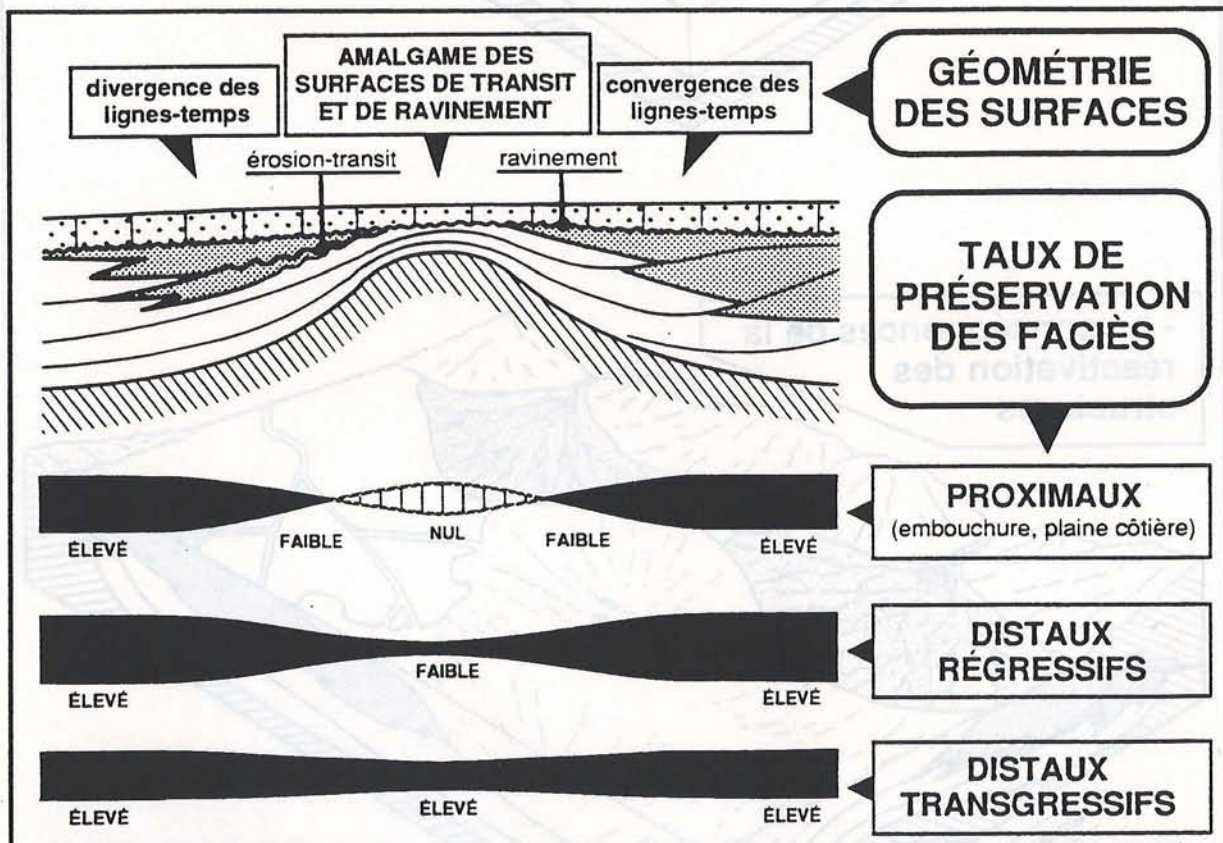


Fig. 110 : Influence de la croissance d'un anticlinal sur le taux de préservation des différentes familles de faciès. La montée de l'anticlinal se superpose ici à une subsidence régionale qui permet le dépôt et la préservation de sédiments sur la charnière.

Ce mécanisme de préservation différentielle des faciès rend compte de l'ensemble des particularités géométriques de l'Éocène supérieur du sud du bassin de Jaca (figure 75) :

- Dans la partie inférieure de la série, la ligne de rivage se trouvait "en moyenne" à la transition entre l'anticlinal de Gabardiella et le synclinal de Belsué. Le milieu d'*offshore*, alors situé au niveau du synclinal de Belsué, est représenté par une accumulation importante de dépôts. Le milieu de plaine côtière, alors situé sur la charnière orientale de l'anticlinal, n'est pas préservé.

- Dans la partie médiane de la série, la ligne de rivage se trouvait le plus souvent dans le synclinal de Belsué. L'environnement d'*offshore* distal se situait dans le synclinal d'Arguis, il est représenté par une épaisseur considérable de marnes grises. Le milieu d'embouchure se trouvait dans le synclinal de Belsué, où il montre un maximum d'épaisseur préservée, enfin le domaine de plaine côtière, situé sur l'anticlinal de Gabardiella n'est pratiquement pas représenté.

- Le maximum de préservation de plaine côtière se trouve dans la partie supérieure de la série au niveau des synclinaux d'Arguis et Belsué. Ce domaine se trouvait dans la position la plus propice à la préservation — au cœur des synclinaux — lorsque la ligne de rivage se situait à la transition entre synclinal d'Arguis et anticlinal de Bentué de Rasal.

Ainsi les paramètres géométriques des systèmes sédimentaires, c'est à dire leurs épaisseurs PRÉSERVÉES et leurs extensions latérales RESULTANTES sont essentiellement fonction des variations latérales de taux d'accommodation, qui sont par définition d'origine tectonique.

À l'échelle de la zone étudiée et pour une même unité génétique, l'épaisseur préservée de faciès d'embouchures est maximale dans le synclinal le plus à l'amont, moindre dans le synclinal le plus à l'aval (passage latéral à des faciès distaux), faible sur l'anticlinal le moins actif — partie ouest de Gabardiella —, et nulle sur l'anticlinal présentant le plus fort taux de montée — Arguis — (figure 111).

Quel que soit le régime d'accommodation tectonique local, l'unité génétique est toujours enregistrée par un cycle de diminution-augmentation de profondeur. L'ordonnement stratigraphique des faciès est vérifié partout, avec des dépôts plus terrigènes dans la partie régressive et des dépôts plus carbonatés dans la partie transgressive. *Il ressort donc qu'un fort contrôle tectonique ne modifie en rien l'effet qualitatif de la variation eustatique élémentaire.*

La compréhension de la variation dans l'espace du taux de préservation d'un type de faciès permet donc de prédire son existence et son emplacement, mais pas le volume qu'il représente. En effet, il faut pour cela prendre en compte son taux de formation. Ceci est particulièrement clair pour les faciès d'embouchures de la bordure sud du bassin au niveau de l'anticlinal d'Arguis (figure 112). Du fait du piégeage préférentiel des sédiments vers l'amont, pour une même unité chronostratigraphique, les dépôts d'embouchures sont beaucoup plus importants volumétriquement au niveau du flanc est de l'anticlinal qu'au niveau du flanc ouest, alors que la probabilité de préservation est la même sur les deux flancs.

Il est montré par la présence de discordances progressives au sein des unités génétiques que les mouvements des anticlinaux sont continus. *L'expression de surfaces d'érosion-transit sur les charnières anticlinales est liée aux suppressions d'accommodation générés par les chutes eustatiques.* Celles-ci s'enregistrent de façon claire dans la mesure où l'accommodation tectonique est minimale au niveau des charnières anticlinales. *L'alternance de périodes d'érosion et de dépôt au niveau des anticlinaux ne constitue pas la signature d'une cinématique discontinue de ces structures* (voir aussi : Séguret, 1991). C'est en fait la résultante de variations eustatiques alternatives s'exprimant sur une structure qui se déforme de façon continue.

II.3. INFLUENCES DES VARIATIONS TECTONIQUES ET EUSTATIQUES À GRANDE LONGUEUR D'ONDE

La corrélation de deux coupes complètes de l'Éocène supérieur entre les bordures nord et sud du bassin de Jaca fait apparaître que la série deltaïque peut être subdivisée en trois grandes unités stratigraphiques d'épaisseur pluri-hectométrique représentant en moyenne un peu plus d'un million d'années chacune (figure 113). Un découpage similaire a d'ailleurs été proposé par Toledo (1989).

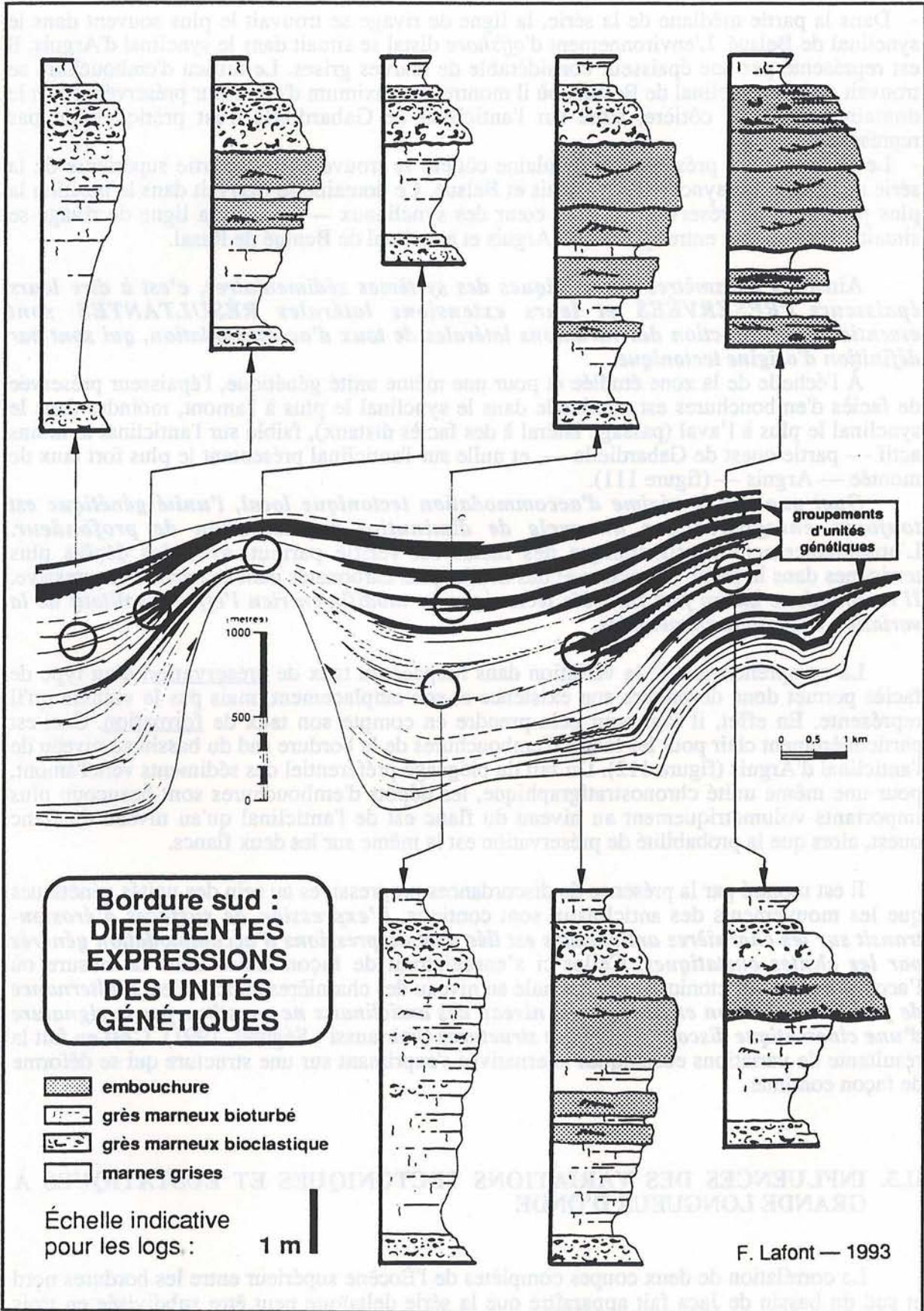


Fig. 111 : Illustration de la variation latérale d'expression sédimentologique des unités génétiques en fonction du cadre stratigraphique et structural. Chaque coupe représente l'expression type d'une unité génétique au sein du ou des groupements régressifs-transgressifs indiqués par les cercles.

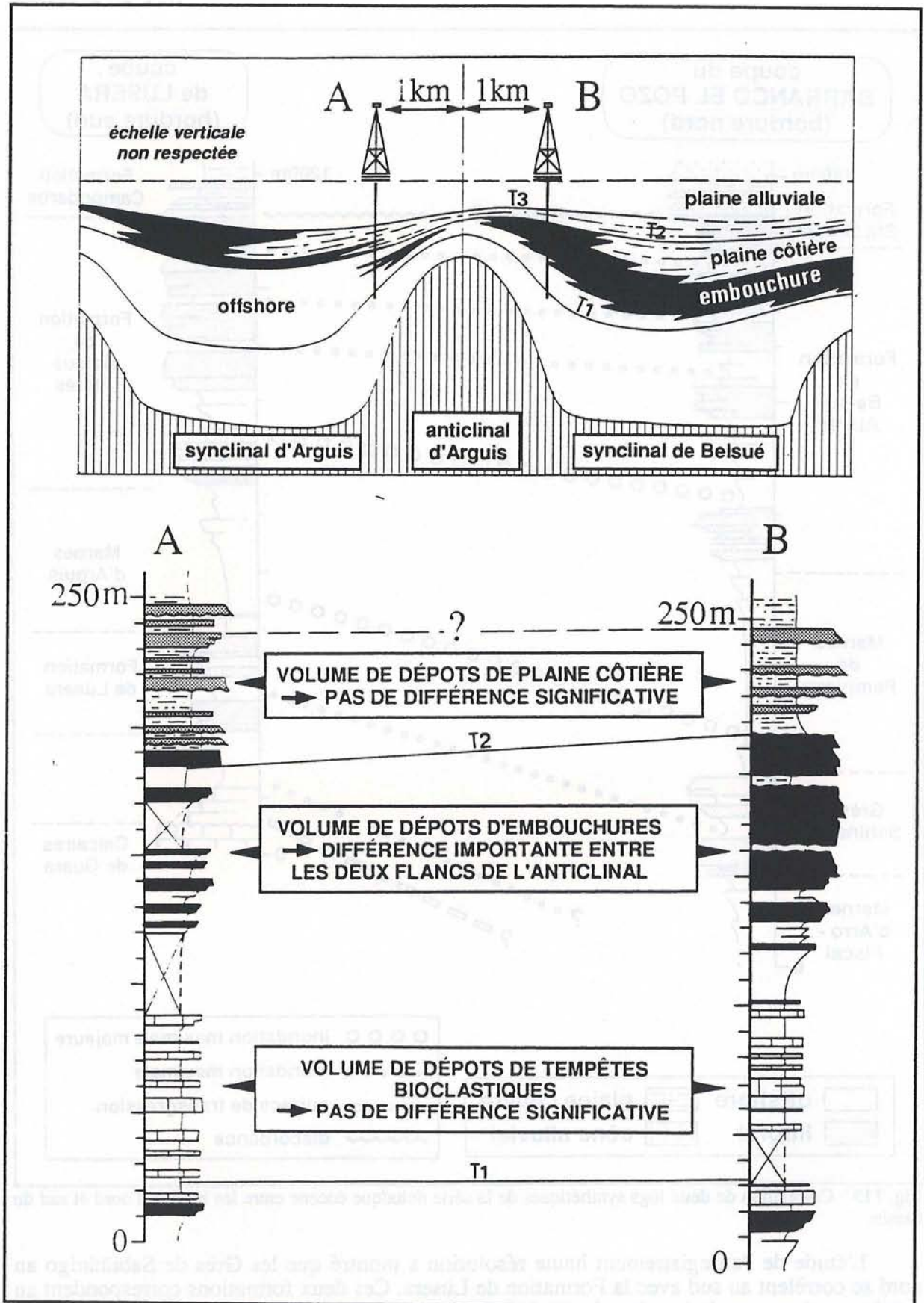


Fig. 112 : Comparaison de deux coupes de la partie supérieure de la série deltaïque situées de part et d'autre de la charnière de l'anticlinal d'Arguis. Malgré la symétrie de taux d'accommodation et de taux de préservation, le flanc est (flanc "amont") de l'anticlinal présente un volume très supérieur de dépôts d'embouchures par rapport au flanc ouest (flanc "aval").

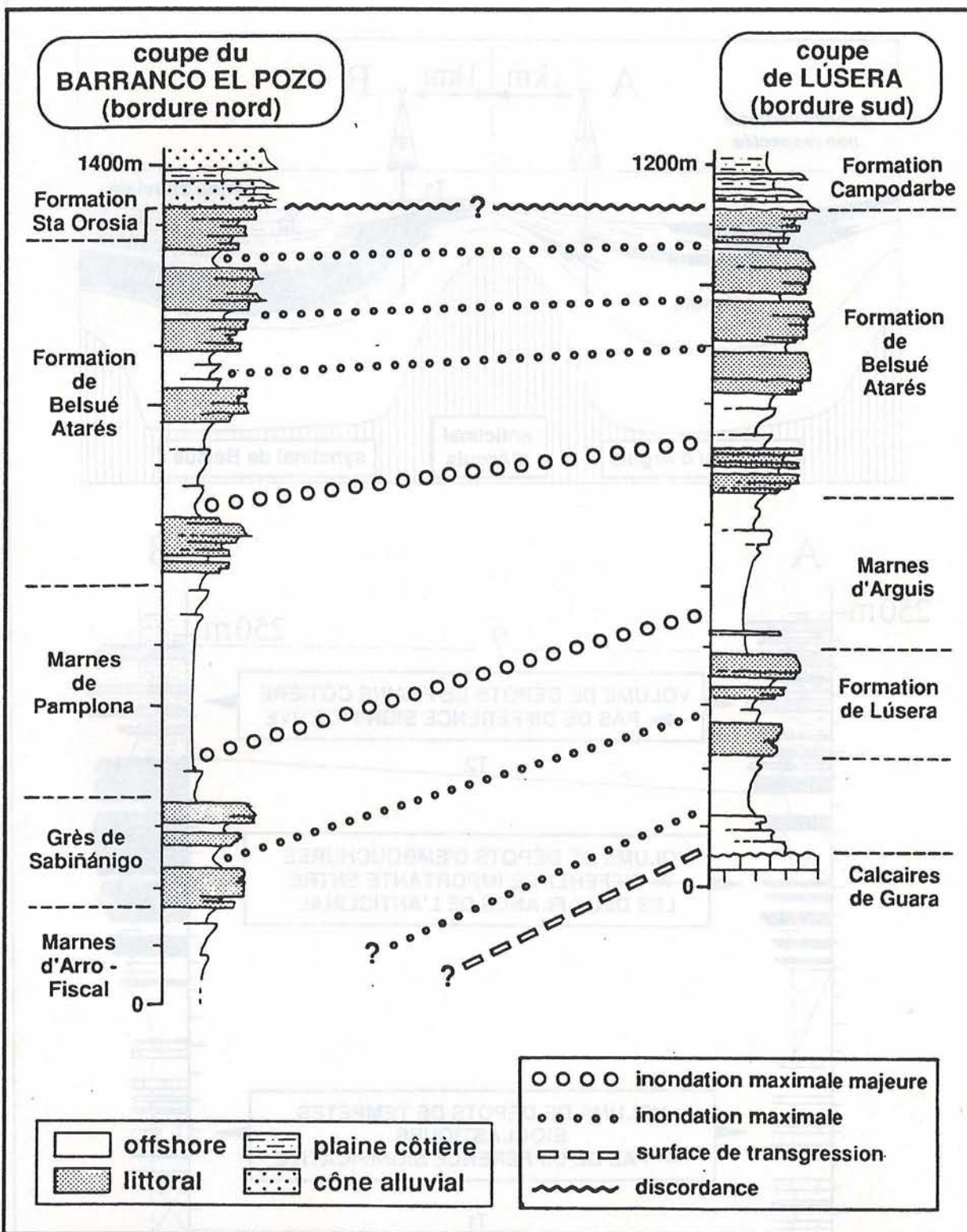


Fig. 113 : Corrélation de deux logs synthétiques de la série deltaïque éocène entre les bordures nord et sud du bassin.

L'étude de l'enregistrement haute résolution a montré que les Grès de Sabiánigo au nord se corrélaient au sud avec la Formation de Lúsera. Ces deux formations correspondent au maximum de progradation dans la partie inférieure de la série. Il apparaît donc que dans la série deltaïque, les tendances générales (progradation, rétrogradation) sont synchrones entre les deux bordures.

Il est montré que dans un bassin d'avant-pays les deux marges ont des comportements de subsidence opposés — que l'on choisisse un modèle élastique (Jordan, 1981) ou visco-élastique (Beaumont, 1981) — avec en général des régressions et transgressions diachrones entre le domaine interne et le bombement périphérique. Lors du dépôt des faciès deltaïques, les deux bordures actuelles du bassin se trouvaient dans le domaine flexuré. Ainsi l'origine de ces trois unités stratigraphiques ne peut pas être déterminée clairement entre l'effet de variations eustatiques dites de troisième ordre, ou des variations du régime de subsidence par flexuration.

Les trois unités stratigraphiques sont séparées par deux surfaces d'inondation maximale. En se recalant par rapport à la coupe chronostratigraphique d'Arguis de Canudo *et al.* (1988), ces deux inondations maximales se placent au Bartonien inférieur (au-dessus des Grès de Sabiñánigo - Formation de Lúsera) l'autre à la transition Bartonien-Priabonien (au-dessus de l'unité stratigraphique sur laquelle sont construits les villages de Belsué, Arguis et Bentué de Rasal dans la bordure sud).

La "charte eustatique" de Haq *et al.* (1987) indique deux inondations maximales durant l'intervalle de temps considéré, et il peut donc être fait l'hypothèse que les trois unités stratigraphiques distinguées dans la série deltaïque correspondent aux trois "séquences de troisième ordre" (T3.5, T3.6 et T4.1) prédites par Haq. *et al.* Une corrélation similaire a déjà été proposée par Toledo (1989) et reprise par Thomas *et al.* (1991).

Cependant, du fait que l'ensemble de la série étudiée se trouve dans le domaine flexuré, ces inondations maximales peuvent également résulter de phases d'accélération de la subsidence par flexuration ; l'inondation très importante et très rapide observée au toit des Grès de Sabiñánigo dans la bordure nord tend d'ailleurs à le suggérer.

En résumé l'origine des variations à basse fréquence ne peut être clairement déterminée, leur seul effet est d'engendrer des migrations longitudinales des systèmes sédimentaires de quelques kilomètres à l'échelle du million d'années.

II.4. SYNTHÈSE — INFLUENCES RELATIVES DES PARAMÈTRES EUSTATIQUES ET TECTONIQUES

II.4.1. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE DES CORPS SÉDIMENTAIRES

La nature des systèmes de dépôt à l'échelle de toute la série est contrôlée par l'évolution tectonique régionale, avec l'association lobes turbiditiques - plates-formes carbonatées à la base, et la généralisation des dépôts deltaïques au sommet.

À l'échelle "haute résolution, il se dégage une conclusion relativement simple : la variation dans le temps de la probabilité d'occurrence des corps sédimentaires semble dépendre principalement de l'eustatisme lorsqu'il s'agit de corps dont la nature est liée à l'hydrodynamique marine (rampes de tempêtes, systèmes tidaux, voir paragraphe II.1.), elle paraît dépendre du régime de subsidence lorsqu'il s'agit de corps liés à la géométrie du substrat (deltas à réseaux en tresses, écoulements gravitaires, voir paragraphe II.2.1.). La prise en compte des données de l'ensemble de la série montre néanmoins que *le contrôle tectonique sur la nature des corps sédimentaires est rare dans le temps et limité dans l'espace. Le facteur primordial qui détermine la nature des systèmes sédimentaires à l'échelle du bassin semble donc bien être l'eustatisme à haute et moyenne fréquences.*

La variation dans le temps de la nature des corps sédimentaires paraît donc contrôlée principalement par les variations eustatiques à haute et moyenne fréquences. Les variations eustatiques à haute fréquence conditionnent les alternances de faciès à l'échelle décamétrique (alternance de faciès d'embouchures et de grès bioclastiques par exemple). Les variations à moyenne fréquence contrôlent le type de corps sédimentaire dominant à l'échelle hectométrique (embouchures "vraies" en phase régressive - embouchures remaniées tempêtes et marées en phase transgressive).

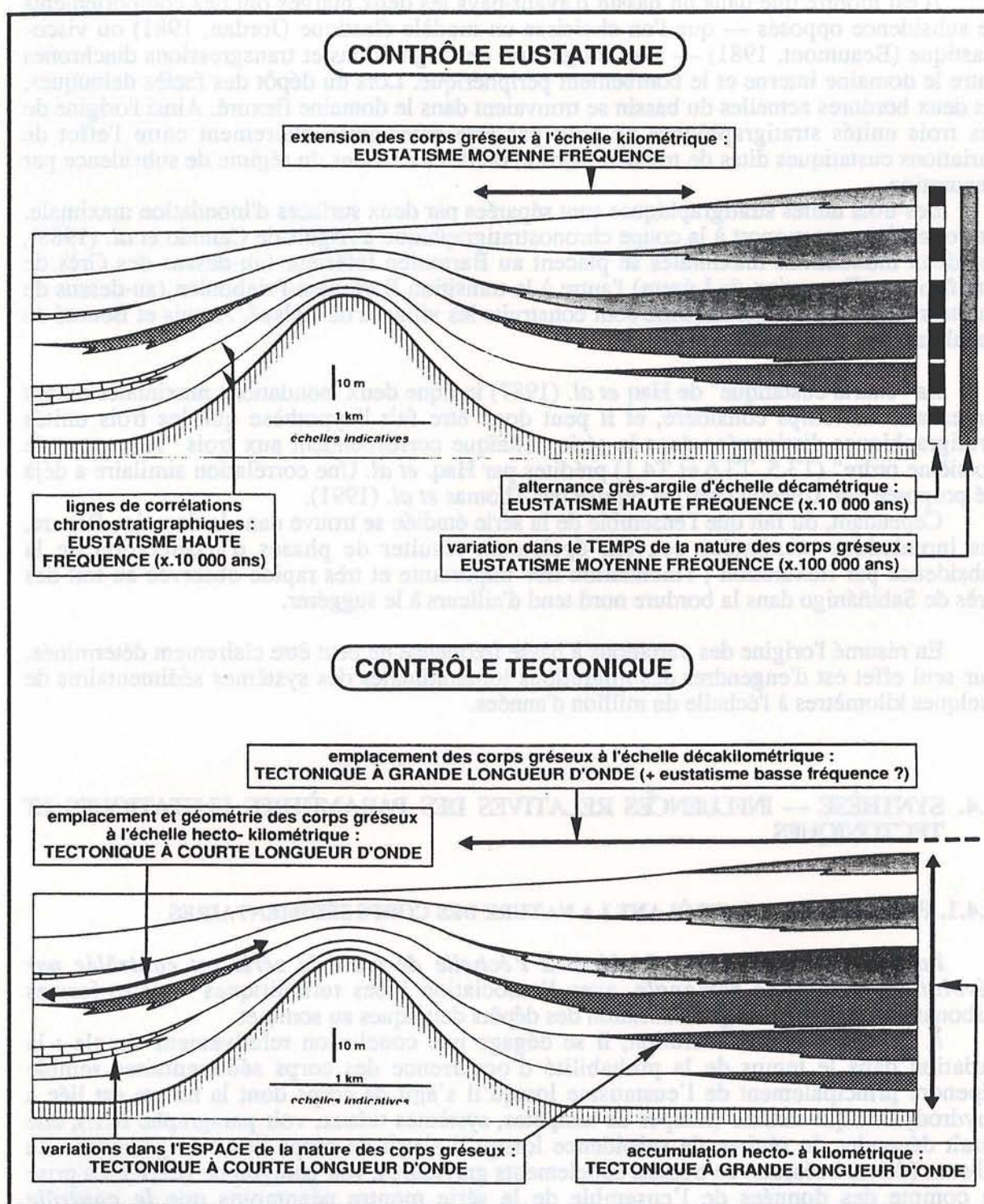


Fig. 114 : Schémas synthétiques résumant les domaines d'actions respectifs des variations eustatiques et tectoniques sur la nature, la géométrie et l'emplacement des corps gréseux dans un système deltaïque de bassin d'avant-pays.

II.4.2. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA GÉOMÉTRIE ET L'EMPLACEMENT DES CORPS SÉDIMENTAIRES

La géométrie des corps sédimentaires dépend principalement des mouvements tectoniques de faible longueur d'onde. Pour un même régime régional de subsidence, les variations latérales de géométries sont presque entièrement contrôlées par la cinématique des structures tectoniques de longueur d'onde kilométrique, qui déterminent le taux de préservation et de déformation des différents types de dépôts.

L'emplacement des corps sédimentaires est dicté principalement par les phénomènes tectoniques :

- Les variations tectoniques à grande longueur d'onde contrôlent l'accommodation totale dans le bassin, d'où résulte la migration générale des systèmes sédimentaires (diminution de la vitesse de subsidence régionale associée à l'augmentation des apports). La position des dépôts littoraux à l'échelle de la série, qui passe au cours du temps de la zone orientale à la zone occidentale est donc contrôlée par les variations du régime de subsidence régionale.
- Les variations à faible longueur d'onde ne contrôlent que très peu la position des milieux de sédimentation. En revanche, elles conditionnent très fortement l'emplacement des dépôts préservés.

En ce qui concerne la géométrie et l'emplacement des corps sédimentaires, l'eustatisme haute et moyenne fréquences joue tout de même un rôle, puisque les variations de vitesse de création d'accommodation qu'elles induisent conditionnent en partie l'extension latérale des systèmes sédimentaires.

II.4.3. AMPLITUDES RELATIVES DES FACTEURS DE VARIATIONS D'ACCOMMODATION DANS UN BASSIN D'AVANT-PAYS

- Disproportion d'amplitudes de variations entre tectonique et eustatisme

Les variations eustatiques jouent un rôle très important dans les caractéristiques géométriques des séries sédimentaires d'un bassin d'avant-pays. Ceci est assez paradoxal si l'on se réfère aux amplitudes relatives des différents phénomènes. Les plus grandes variations eustatiques connues (variations glacio-eustatiques ou tectono-eustatisme à long terme) sont inférieures d'un ordre de grandeur (10 fois) aux variations tectoniques (figure 115) quelle que soit la longueur d'onde de la déformation.

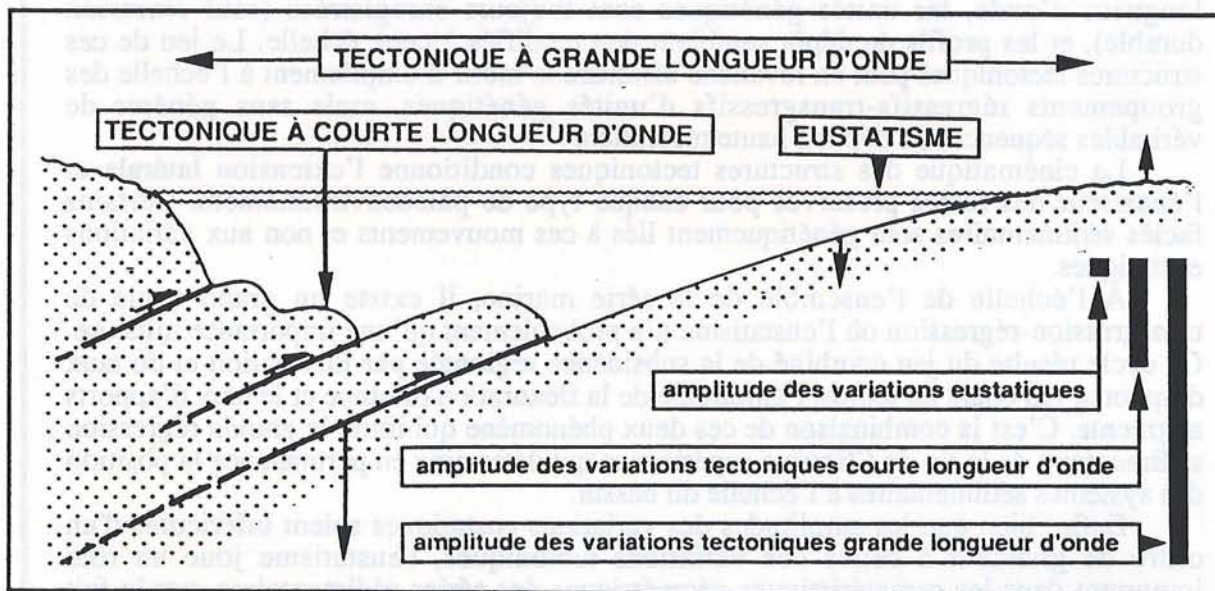


Fig. 115: Illustration de la disproportion d'amplitude des variations d'accommodation entre eustatisme et déformations tectoniques à courte et grande longueur d'ondes.

- Pourquoi l'eustatisme joue-t-il tout de même un rôle important ?

Pourquoi les variations eustatiques ont-elles une influence si nette, malgré la disproportion d'amplitude par rapport aux variations tectoniques ? La réponse tient probablement dans les caractéristiques des variations du niveau relatif : tout d'abord les variations d'accommodation d'origine eustatique haute et moyenne fréquences sont beaucoup plus rapides (au moins dans le cas de l'avant-pays) que les variations tectoniques. Ensuite et surtout, les variations eustatiques génèrent des variations alternatives de l'accommodation.

La formation de séquences de dépôt haute résolution qui sont les éléments constitutifs de l'enregistrement stratigraphique résultent d'un cycle de variation du potentiel d'accommodation. Dans un bassin d'avant-pays, le mouvement des structures à faible longueur d'onde (plis, chevauchements) est univoque et continu. Les seuls cycles de variation du potentiel d'accommodation d'origine tectonique sont à rechercher dans les zones où la subsidence peut jouer de manière alternative, c'est à dire dans la zone de bombement périphérique.

En résumé, la raison pour laquelle les variations eustatiques s'enregistrent clairement dans un bassin d'avant-pays est leur caractère alternatif, par rapport aux variations d'accommodation tectonique qui sont univoques, au moins dans le domaine flexuré.

II.5. CONCLUSION

Les résultats qui viennent d'être présentés permettent d'établir un modèle général synthétisant les domaines et degrés d'influences respectifs des facteurs tectoniques et eustatiques dans le contrôle des dépôts deltaïques du bassin de Jaca.

Il existe des variations eustatiques de faible amplitude (1 à 10 m) à haute et moyenne fréquences ($\times 10\ 000$ et $\times 100\ 000$ ans), responsables de l'individualisation des unités génétiques et de groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques. L'eustatisme haute fréquence façonne les séries sédimentaires en alternances métriques à décamétriques de niveaux plus gréseux et plus argileux. Les variations eustatiques à moyenne fréquence paraissent conditionner la nature sédimentologique des corps gréseux (les faciès) au sein de ces alternances.

Quelle que soit l'ampleur du mouvement des structures tectoniques à faible longueur d'onde, les unités génétiques sont toujours enregistrées (sauf émergence durable), et les profils de dépôt semblent peu modifiés à cette échelle. Le jeu de ces structures tectoniques peut en revanche distordre le motif d'empilement à l'échelle des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, mais sans générer de véritables séquences de dépôt à haute résolution.

La cinématique des structures tectoniques conditionne l'extension latérale et l'épaisseur des faciès préservés pour chaque type de paléoenvironnement. Certains faciès sédimentaires sont génétiquement liés à ces mouvements et non aux variations eustatiques.

À l'échelle de l'ensemble de la série marine, il existe un grand cycle de transgression-régression où l'eustatisme n'a probablement qu'une importance mineure. Ce cycle résulte du jeu combiné de la subsidence régionale par flexuration et du taux d'apports. Au cours du temps, l'amplitude de la flexuration diminue et le taux d'apports augmente. C'est la combinaison de ces deux phénomènes qui initie la grande régression sédimentaire de la fin de l'Éocène supérieur et qui détermine en permanence la position des systèmes sédimentaires à l'échelle du bassin.

Enfin, bien que les amplitudes des variations eustatiques soient inférieures d'un ordre de grandeur à celles des variations tectoniques, l'eustatisme joue un rôle important dans les caractéristiques géométriques des séries sédimentaires, par le fait qu'il engendre des variations rapides et alternatives.

**CONCLUSION
GÉNÉRALE**

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'Éocène supérieur du bassin de Jaca s'est avéré être un domaine privilégié pour l'étude des paramètres de contrôle de la sédimentation deltaïque dans un bassin d'avant-pays. Le travail présenté dans ce mémoire a permis de préciser les connaissances dans différents domaines avec : (1) la reconnaissance des caractéristiques sédimentologiques et paléo-océanographiques du bassin, (2) la compréhension de l'évolution structurale du bassin à l'Éocène supérieur, en particulier dans sa bordure méridionale, (3) une mise en évidence de l'intérêt fondamental mais aussi des limites de l'analyse des séries sédimentaires par la stratigraphie séquentielle haute résolution, et (4) l'identification des degrés et domaines d'influences respectifs des variations eustatiques et tectoniques sur l'enregistrement stratigraphique dans un bassin d'avant-pays.

PARTICULARITÉS SÉDIMENTOLOGIQUES ET PALÉO-OCÉANOGRAPHIE DU BASSIN DE JACA À L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR

NATURE DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES

L'étude des faciès sédimentaires a mis en évidence les caractéristiques sédimentologiques de la partie orientale du bassin de Jaca au cours de l'Éocène supérieur : les séries ont été déposées pour leur majorité dans un contexte deltaïque, avec des environnements de dépôt peu profonds n'excédant pratiquement jamais la cinquantaine de mètres. Ces environnements s'échelonnent du plus distal au plus proximal entre un domaine marin de plate-forme externe et un domaine de plaine alluviale.

Les faciès sédimentaires sont pour leur large majorité silicoclastiques. Ils correspondent aux dépôts de systèmes deltaïques alternativement dominés par les crues, les houles et les marées. Les dépôts carbonatés sont rares et peu développés, ils ne se rencontrent que dans la bordure sud du bassin, où ils correspondent à des rampes bioclastiques.

Quatre types principaux de systèmes sédimentaires ont été identifiés : (1) des systèmes de rampes de tempêtes basse énergie, (2) des deltas à réseaux en tresses correspondant à des environnements de "piémont", (3) des systèmes de deltas à dominante d'hydrodynamique fluviale, et (4) des systèmes d'estuaires et de replats de marées. Certains de ces systèmes se succèdent dans le temps, mais ne coexistent pas. C'est par exemple le cas entre les systèmes deltaïques et estuariens.

LES CONDITIONS PALÉO-OCÉANOGRAPHIQUES

Les dépôts dominés par une hydrodynamique de houles montrent une très faible influence de houles permanentes, et une assez basse énergie de tempêtes. Ceci indique une restriction paléo-océanographique du bassin de Jaca par rapport au domaine atlantique.

À la base de l'Éocène supérieur, le bassin de Jaca présentait un régime micro- à mésotidal : les critères de marées ne sont pas systématiquement exprimés — comme c'est le cas dans la majorité des systèmes tidaux — mais surtout ils indiquent des vitesses

d'écoulements assez faibles. La disparition de ces critères au cours de l'Éocène indique une transition à un régime purement microtidal. Ceci suggère un changement progressif de la configuration paléogéographique du bassin avec probablement une fermeture totale par rapport au domaine atlantique vers la fin de l'Éocène supérieur.

Une caractéristique de ce bassin est la **prédominance des dépôts induits par les crues**, y compris en domaine marin littoral. La cause de cette influence prépondérante est à rechercher dans les conditions paléo-océanographiques du bassin : la faiblesse des hydrodynamiques de houles et de marées a permis la préservation des dépôts de crues en domaine littoral. Ceci est également à relier au contexte géodynamique, avec la présence de reliefs montagneux (fort taux d'érosion, gradients de pentes de cours d'eaux élevés) qui accentuent l'importance des apports fluviaux.

ÉVOLUTION STRUCTURALE DU BASSIN DE JACA À L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR

ÉVOLUTION GÉNÉRALE

Le bassin de Jaca est un bassin d'avant-pays. L'étude de la géométrie générale des dépôts deltaïques a bien mis en évidence le paléo-profil en bassin flexuré vers le nord-nord-est au cours de l'Éocène supérieur. La dissymétrie est également perceptible à l'aide de l'étude des faciès sédimentaires correspondant aux systèmes de drainage transversaux du bassin : la bordure nord, située au pied du front de chevauchement éocène, est caractérisée par des systèmes à forts taux d'apports et hydrodynamique élevée (deltas à réseaux en tresses, cônes alluviaux), alors que la bordure sud, située en position de bombement périphérique, montre des petits systèmes de plates-formes carbonatées.

Durant le dépôt du système deltaïque correspondant au drainage longitudinal du bassin de Jaca, la zone des Sierras Extérieures (bordure sud actuelle du bassin) est en position de bombement externe d'avant-pays, c'est à dire plusieurs dizaines de kilomètres au sud du front de chevauchement principal. L'allochtonie générale (passage à un système de bassin *piggyback*) commence à la limite Éocène supérieur - Oligocène. Ceci se traduit par la généralisation de faciès purement continentaux au-dessus des faciès deltaïques, et la migration brutale du dépôt-centre du bassin, qui se trouvait au niveau de l'actuelle bordure nord et se place ensuite au centre de l'actuel synclinorium.

LE PROBLÈME DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA BORDURE MÉRIDIIONALE DU BASSIN

Les études de terrain et de sismique confirment que la géométrie de la bordure méridionale du bassin est le produit de la montée progressive et diachrone d'est en ouest d'anticlinaux séparés par des synclinaux "passifs" transportés vers l'ouest sur des chevauchements plats. Il existe un diachronisme global de la déformation d'est en ouest durant tout l'Éocène, bien que dans le détail la chronologie de la structuration soit plus complexe.

L'étude des profils sismiques révèle qu'à une exception près les anticlinaux d'orientation méridienne de la bordure sud du bassin résultent d'un simple plissement. Il ne s'agit pas d'anticlinaux de rampes. En effet, ces structures présentent chacune une terminaison périclinale vers le nord, elles ne sont pas reliées physiquement à la famille d'anticlinaux à N110° de la bordure nord du bassin.

L'ensemble des anticlinaux d'axe nord-sud de la bordure sud du bassin présente une configuration en éventail s'élargissant vers le nord, indiquant un raccourcissement est-ouest de plus en plus important vers le sud. Cette configuration est ici expliquée par un effet de rotation en sens horaire d'une nappe de couverture au front sud-ouest de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale. Cette hypothèse permet de replacer ces structures au sein d'un régime général de contrainte compressive nord-sud et n'est pas incompatible avec le développement simultané des structures à N110° situées plus au nord.

LA MÉTHODE D'ÉTUDE PAR STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION

RÉALITÉ DU CONTRÔLE ALLOCYCLIQUE DE L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

L'identification des différents systèmes sédimentaires et l'analogie avec des environnements actuels ont permis de positionner les différents milieux de dépôt les uns relativement aux autres, et d'interpréter la série en termes d'une succession de migrations **longitudinales** des systèmes sédimentaires. Grâce à une étude quantifiée des variations dans le temps de l'espace disponible (travail réalisé par D. Granjeon), il est montré que ces migrations longitudinales résultent de la somme de différents ordres de variations du niveau relatif de la mer.

L'ordre fondamental de variation est celui qui génère des séquences élémentaires de dépôt à très haute résolution — appelées unités génétiques — qui ont une épaisseur de quelques mètres et représentent une durée de quelques dizaines de milliers d'années. Les unités génétiques sont les éléments fondamentaux de corrélation, elles résultent de petites variations eustatiques d'une amplitude de quelques mètres et d'une fréquence de quelques dizaines de milliers d'années. L'origine eustatique de ces variations est suggérée par l'étude quantitative, et confirmée par le fait qu'il est possible de corréliser des unités génétiques de part et d'autre du bassin. Ces unités génétiques s'organisent en groupements régressifs-transgressifs contrôlés par un ordre supérieur de variation eustatique (amplitude d'une dizaine de mètres, durée de quelques centaines de milliers d'années).

MISE EN ÉVIDENCE DES LIMITES DE L'ANALYSE DU MOTIF D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES

La méthode de corrélation par stratigraphie séquentielle haute résolution se fonde sur la corrélation de tendances évolutives identiques entre les coupes, car il est fait l'hypothèse d'un synchronisme des variations d'accommodation. Cette étude a mis en évidence deux limitations à cette méthode. D'une part, des ambiguïtés dans les substitutions latérales de faciès ne permettent pas toujours d'identifier une tendance évolutive : certaines successions verticales de faciès peuvent résulter aussi bien d'une progradation que d'une rétrogradation. L'autre limitation vient des mouvements tectoniques à courte longueur d'onde, qui peuvent distordre latéralement la tendance évolutive. En effet, celle-ci étant guidée par le rapport entre le volume d'espace créé (accommodation) et le volume d'apports, une variation d'accommodation liée à une structure tectonique peut modifier localement ce rapport et inverser la tendance.

Il est apparu que dans un contexte à fort contrôle structural, la meilleure méthode est d'essayer de corréliser les unités génétiques par **dénombrement à l'intérieur des groupements régressifs-transgressifs**, sans donner *a priori* une prééminence aux motifs

d'empilement. Dans cette méthode de dénombrement, le choix du niveau de référence est capital. Ce doit être un niveau d'inondation maximale majeur. Cette méthode présente nécessairement un caractère itératif dans la mesure où l'érosion complète d'une ou plusieurs unités génétiques doit être impérativement détectée (suivi pas à pas de l'évolution latérale de chaque unité génétique).

INFLUENCES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

Les caractéristiques de l'enregistrement stratigraphique dans le bassin de Jaca résultent de la somme de plusieurs signaux allocycliques, les uns d'origine eustatique, les autres d'origine tectonique. Dans tous les cas, ces signaux correspondent à des variations du niveau relatif de la mer.

INFLUENCE DES VARIATIONS EUSTATIQUES

L'étude quantifiée a montré l'existence de deux ordres de variations eustatiques, l'un dit à haute fréquence et l'autre à moyenne fréquence.

Le premier effet du contrôle eustatique est lié aux variations haute fréquence, qui façonnent la série sédimentaire en une succession de dépôts alternativement plus gréseux et plus argileux à l'échelle décamétrique. Ces alternances sont la conséquence de migrations longitudinales des systèmes sédimentaires sur des distances plurikilométriques. Il apparaît donc que des variations eustatiques d'une amplitude de quelques mètres sont susceptibles de modifier de façon significative la paléo-physiographie du bassin. Ce n'est qu'à l'intérieur des unités génétiques que les processus autocycliques prennent de l'importance, en déterminant les profils de dépôts et les géométries de corps sédimentaires.

Les variations eustatiques à moyenne fréquence contrôlent le type de systèmes sédimentaires formés au sein des unités génétiques, avec des dépôts de crues dominants en période de chute eustatique à moyenne fréquence et des dépôts à remaniements de houles et de marées en période de montée à moyenne fréquence. Ceci conduit à un ordonnancement stratigraphique des différents types de faciès qui procède majoritairement d'une variation du taux de formation de chacun des systèmes sédimentaires.

Bien que les amplitudes des variations eustatiques soient inférieures d'un ordre de grandeur à celles des variations tectoniques, l'eustatisme joue un rôle important dans les caractéristiques géométriques des séries sédimentaires, par le fait qu'il engendre des variations **rapides et alternatives**.

INFLUENCE DES VARIATIONS TECTONIQUES

Deux "ordres" d'influence tectonique ont été mis en évidence : l'un lié aux déformations de courte longueur d'onde (plis, failles), l'autre aux déformations de moyenne à grande longueur d'onde (flexuration de l'avant-pays).

Variations tectoniques à courte longueur d'onde

Dans le bassin de Jaca, ces déformations consistent essentiellement en plissements anticlinaux, qui présentent une longueur d'onde pluri-kilométrique, une amplitude kilométrique, et dont la durée d'activité est de quelques millions d'années.

La cinématique des plis ne semble pas générer de séquences de dépôt à haute résolution. Il apparaît que la déformation est un phénomène continu, relativement homogène. Les discontinuités stratigraphiques observées sur les anticlinaux correspondent à l'exagération de discontinuités liées aux cycles eustatiques haute fréquence, elles ne sont pas générées par des "phases" de croissance des structures.

Malgré l'ampleur du mouvement des structures tectoniques à faible longueur d'onde, les unités génétiques d'origine eustatique sont toujours enregistrées (sauf émergence durable). Le système sédimentaire s'adapte en permanence aux variations d'accommodation liées aux structures, les profils de dépôt résultent majoritairement des processus autocycliques s'exprimant au sein des unités génétiques. La croissance des structures est susceptible en revanche de distordre le motif d'empilement à l'échelle des groupements régressifs-transgressifs d'unités génétiques, c'est à dire de modifier la réponse sédimentaire à une variation eustatique à moyenne fréquence.

Le mouvement des anticlinaux conditionne les zones préférentielles et le taux de préservation de tous les types de faciès. C'est là une première différence fondamentale entre tectonique et eustatisme : les déformations à courte longueur d'onde contrôlent plutôt les conditions de **préservation** des faciès, alors que l'eustatisme haute et moyenne fréquences contrôle préférentiellement leurs conditions de **formation**.

Enfin il apparaît que les déformations à courte longueur d'onde conditionnent principalement la variation dans l'espace de la nature des corps sédimentaires, alors que les variations eustatiques contrôlent essentiellement leur variation dans le temps.

Effet des variations tectoniques de moyenne à grande longueur d'onde

Les déformations tectoniques de moyenne à grande longueur d'onde résultent ici de l'effet de flexuration de la lithosphère ibérique. Cette déformation présente une longueur d'onde supérieure à 100 km, une amplitude de plusieurs milliers de mètres, et s'exprime sur plusieurs dizaines de millions d'années.

Le grand cycle transgressif-régressif de remplissage du bassin est directement lié aux déformations à grande longueur d'onde : la transgression est à rapporter au début de l'effet de flexuration, la régression résulte du jeu combiné de la diminution de la vitesse de subsidence par flexuration (augmentation vers le sud de l'épaisseur élastique) et de l'augmentation des apports sédimentaires. Paradoxalement, l'enregistrement de la longue régression sédimentaire de l'Éocène supérieur a été rendue possible par la montée permanente du niveau relatif de la mer liée à la subsidence par flexuration.

La dissymétrie de l'effet de flexuration a engendré des variations latérales du régime de subsidence et du volume d'apports sédimentaires entre les deux bordures du bassin. Il en a résulté un diachronisme important dans le motif d'empilement général, avec en particulier un diachronisme de l'inondation maximale à l'échelle du bassin. Ceci limite les possibilités de corrélations par stratigraphie séquentielle à l'échelle du "troisième ordre" dans les bassins d'avant-pays, puisque celles-ci reposent sur le postulat que les surfaces majeures d'inversion de tendance sont synchrones. Ce type de corrélation est possible — mais à envisager prudemment — entre des zones soumises à un même régime de subsidence, comme par exemple pour deux coupes situées dans le paléo-domaine flexuré ; il est proscrit si l'une des coupes est en domaine flexuré et l'autre proche du bombement périphérique.

Enfin cette déformation à grande longueur d'onde est indirectement responsable du haut degré de complexité dans l'organisation de la série sédimentaire. L'accommodation très importante générée par la flexuration a autorisé l'enregistrement de tous les autres types de variation d'accommodation, en particulier les plus petites variations eustatiques, qui ont eu suffisamment de "place par unité de temps" pour être exprimées clairement dans l'enregistrement stratigraphique.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

BIBLIOGRAPHIQUES
RÉFÉRENCES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHR W.M. (1973) — The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. — *Gulf-Coast Assoc. Geol. Soc., Transactions*, 23, pp. 221-225.
- AIGNER T. (1982) — Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). — in : G. Einsele & A. Seilacher, (eds.), *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 248-262.
- AIGNER T. (1985a) — Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. — *J. Sed. Petrol.*, 55, pp. 131-134.
- AIGNER T. (1985b) — Storm Depositional Systems., *Lecture Notes in Earth Sciences*, 3, Springer-Verlag, Berlin, 174 p.
- AIGNER T. & FUTTERER E. (1978) — Kolk-Töpfe und Rinnen (pot and gutter casts) in Muschelkalk - Anzeiger für Wattenmeer ? — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 156, pp. 285-304.
- ALAM M.M., CROOK K.A.W. & TAYLOR G. (1985) — Fluvial herring-bone cross-stratification in a modern distributary mouth bar, Coonamble, New South Wales, Australia. — *Sedimentology*, 32, pp. 235-244.
- ALASTRUE E., ALMELA A. & RIOS J.M. (1957) — Explicación del mapa geológico de la provincia de Huesca. Escala 1:200 000. — *Publ. Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 253 p.
- ALBARÈDE F. & MICHARD-VITRAC A. (1978) — Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp. 327-332.
- ALLEN G.P., LAURIER D. & THOUVENIN J. (1979) — Étude sédimentologique du delta de la Mahakam. — *Notes et Mémoires, TOTAL-CFP, Paris*, 15, 155 p.
- ALLEN P.A., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G.D. (1986) — Foreland basins: an introduction. — in : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), *Foreland Basins — Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 8, pp. 3-12.
- ALMELA A. & RIOS J.M. (1952) — Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. — Act. I Congr. Int. Est. Pirenaicos, *Geologia*, 3, pp. 327-350.
- ANDERSON E.J. & GOODWIN P.W. (1990) — The significance of metre-scale allocycles in the quest for a fundamental stratigraphic unit. — *J. Geol. Soc., London*, 147, pp. 507-518.
- ANDREWS P.B. (1970) — Facies and genesis of a hurricane washover fan, St Joseph Island, central Texas coast. — *Bur. Econ. Geol. Rep. Invest.*, 67, Univ. Texas, Austin, pp. 1-147.
- ANGEVINE C.L., HELLER P. & PAOLA C. (1990) — Quantitative Sedimentary Basin Modelling. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Continuing Education Course Note Series*, 32, Tulsa, Oklahoma, 133 p.
- BAGHLI M.K., GUILLOCHEAU F., MOUHOUBI M.M. & HOFFERT M. (1989) — Les turbidites à pulsation attribuées à des bouffées turbides : une nouvelle séquence de figures sédimentaires. Le cas du bassin oligocène maghrébin. — *C.R. Acad. Sci., Paris*, 308, Sér. II, pp. 411-417.
- BALLY A.W. & SNELSON S. (1980) — Realms of subsidence. — in: A.D. Miall, (ed.), *Facts and Principles of World Petroleum Occurrence — Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 6, pp. 9-94.
- BASAN P.B., ed. (1978) — Trace Fossil Concepts. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 5, 201 p.

- BATES C.C. (1953) — Rational history of delta formation. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **37**, pp. 2119-2162.
- BEAUMONT C. (1981) — Foreland basins — *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **65**, pp. 291-329.
- BEER J.A., ALLMENDINGER R.W., FIGUEROA D.E. & JORDAN T.E. (1990) — Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **74**, pp. 1183-1202.
- BEERBOUWER J.R. (1964) — Cyclothems and cyclic depositional mechanisms in alluvial plain sedimentation. — *in* : D. Merriam, (ed.), Symposium on Cyclic Sedimentation. — *Bull. Kansas Geol. Surv.*, **19**, pp. 31-42.
- BENTHAM P.A., BURBANK D.W. & PUIGDEFÁBREGAS C. (1992) — Temporal and spatial controls on the alluvial architecture of an axial drainage system: Late Eocene Escanilla Formation, southern Pyrenean foreland basin, Spain. — *Basin Research*, **4**, pp. 335-352.
- BERGER W.H. & WINTERER E.L. (1974) — Plate stratigraphy and the fluctuating carbonate line. — *in* : K.J. Hsü & H.C. Jenkyns, (eds.), Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **1**, pp. 11-48.
- BERNARD H.A. & LeBLANC R.J. (1965) — Resume of the quaternary geology of the northwestern Gulf of Mexico province. — *in* : H.E. Wright & D.G. Frey, (eds.), Quaternary of the United States, *Princeton Univ. Press*, pp. 137-185.
- BHATTACHARYA J.P. (1991) — Regional to subregional facies architecture of river-dominated deltas in the Alberta subsurface, Upper Cretaceous Dunvegan Formation. — *in* : A.D. Miall & N. Tyler (eds). The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments and its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery, *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **3**, pp. 198-206.
- BLIN B. & MITOUARD P. (1990) — Le front sud-pyrénéen : bordure sud du bassin de Jaca - tectonique et modélisation analogique. — *Rap. Int. ENSPM (IFP)*, n° 38 291, Rueil-Malmaison, 141 p.
- BOERSMA J.R. (1969) — Internal structure of some tidal megaripples on a shoal in the Westerscheld estuary. — *Geol. Mijnb.*, **48**, pp. 409-414.
- BOERSMA J.R. (1991) — A large flood-tidal delta and its successive spillover apron: detailed proximal-distal facies relationships (Miocene Lignite Suite, Lower Rhine Embayment, Germany. — *in* : DG. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani, (eds.), Clastic Tidal Sedimentology, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, **16**, pp. 227-268.
- BOILLOT G. & CAPDEVILLA R. (1977) — The Pyrenees: Subduction and collision ? — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**, pp. 151-160.
- BORER J.M., & HARRIS P.M. (1991) — Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation, Permian Basin: Implications for reservoir heterogeneity. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **75**, pp. 726-779.
- BOUMA A.H. (1962) — Sedimentology of Some Flysch Deposits: a Graphical Approach, *Elsevier*, Amsterdam, 168 p.
- BOYD R., DALRYMPLE R. & ZAITLIN B.A. (1992) — Classification of clastic coastal depositional environments. — *Sed. Geol.*, **80**, pp. 139-150.
- BRIDGE J.S. (1984) — Large-scale facies sequences in alluvial overbank environments. — *J. Sed. Petrol.*, **54**, pp. 583-588.
- BRISTOW C.S. & MYERS K.J. (1989) — Detailed sedimentology and gamma-ray log characteristics of a Namurian deltaic succession. I: Sedimentology and facies analysis. — *in* : M.G.K. Whateley & K.Y. Pickering, (eds.), Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **41**, pp. 75-80.
- BROMLEY R.G. (1990) — Trace Fossils - Biology and Taphonomy, *Special Topics in Paleontology*, **3**, Unwin Hyman, London, 280 p.

- BROWN L.F.Jr. & FISCHER W.L. (1977)** — Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: Examples from Brazilian rift and pull-apart basins. — *in* : C. E. Payton, (ed.), *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 26, pp. 49-205
- BUSCH A.D. (1971)** — Genetic units in delta prospecting. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 55, pp. 1137-1154.
- BURBANK D.W., PUIGDEFÁBREGAS C. & MUÑOZ J.A. (1992)** — The chronology of the Eocene tectonic and stratigraphic development of the eastern Pyrenean foreland basin, northeast Spain. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, pp. 1101-1120.
- BUTLER R.W.H. (1982)** — The terminology of structures in thrust belts. — *J. Struct. Geol.*, 41, pp. 239-245.
- CALVET F. & TUCKER M.E. (1988)** — Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. — *Sed. Geol.*, 57, pp. 185-198.
- CALVET F., TUCKER M.E. & HENTON J.M. (1990)** — Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. — *in* : M.E. Tucker, J.L. Wilson, P.D. Crevello, J.R. Sarg & J.F. Read (eds.), *Carbonate Platforms: Facies Sequences and Evolution*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 9, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 79-108.
- CÁMARA P. & KLIMOWITZ J. (1985)** — Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). — *Estudios Geol.*, 4, pp. 391-404.
- CAMPBELL C.V. (1976)** — Reservoir geometry of a fluvial sheet sandstone. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 70, pp. 1009-1020.
- CANT D.J. (1982)** — Fluvial facies models and their application. — *in* : P.A. Scholle et D. Spearing, (eds.), *Sandstone Depositional Environments*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 31, pp. 115-137.
- CANT D.J. & WALKER R.G. (1976)** — Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. — *Can. J. Earth Sci.*, 13, pp. 102-119.
- CANUDO J.I. & MOLINA E. (1988)** — Biocronología con foraminíferos planctónicos de la secuencia deposicional de Jaca (Pirineo aragonés) : Eoceno medio y superior. — *Congr. Geol. Esp., Comunicaciones*, 1, pp. 273-276.
- CANUDO J.I., MOLINA E., RIVELINE J., SERA-KIEL J. & SUCUNZA M. (1988)** — Les événements biostratigraphiques de la zone prépyrénéenne d'Aragon (Espagne), de l'Éocène moyen à l'Oligocène inférieur. — *Rev. Micropal.*, 31, pp. 15-29.
- CATHLES K.M. & HALLAM A. (1991)** — Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea level fluctuations. — *Tectonics*, 10, pp. 659-671.
- CHEEL R.J. (1990)** — Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. — *Sedimentology*, 37, pp. 517-529.
- CHEEL R.J. & LECKIE D.A. (1992)** — Coarse-grained storm beds of the Upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), southern Alberta, Canada. — *J. Sed. Petrol.*, 62, pp. 933-945.
- CHOUKROUNE P., MARTINEZ C., SÉGURET M. & MATTAUER M. (1968)** — Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la Nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales) — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 266, pp. 1360-1363.
- CHOUKROUNE P., SÉGURET M. & GALDEANO A. (1973)** — Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées : un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. — *Bull. Soc. Géol. France.*, 15, pp. 600-611.
- CLIFTON H.E. (1982)** — Estuarine deposits — *in* : P.A. Scholle et D. Spearing, (eds.), *Sandstone Depositional Environments*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 31, pp. 179-189.

- CLIFTON H.E. (1983) — Discrimination between subtidal and intertidal facies in Pleistocene deposits, Willapa Bay, Washington. — *J. Sed. Petrol.*, **53**, pp. 353-369.
- CLOETINGH S. (1986) — Intraplate stresses: A new tectonic mechanism for fluctuation of relative sea-level. — *Geology*, **14**, pp. 617-620.
- CLOETINGH S. (1988) — Intraplate stresses: A new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level. — in : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 19-29.
- CLOETINGH S., Mc QUEEN H., & LAMBECK K. (1985) — On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. — *Earth Planet. Sci. Letts.*, **75**, pp. 157-166.
- COLEMAN J.M. (1969) — Brhamaputra River: Channel processes and sedimentation. — *Sed. Geol.*, **3**, pp. 129-239.
- COLEMAN J.M. & GAGLIANO S.M. (1964) — Cyclic sedimentation in the Mississippi River deltaic plain. — *Gulf-Coast. Assoc. Geol. Socs., Transactions*, **14**, pp. 67-80.
- COLEMAN J.M. & PRIOR D. (1982) — Deltaic environments of deposition. — in : P.A. Scholle et D. Spearing, (eds.), *Sandstone Depositional Environments*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, **31**, pp. 139-178.
- COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B. (1989) — *Sedimentary Structures*, 2nd ed., *Unwin Hyman*, London, 207 p.
- CONNOLY W.M. & STANTON R.J.Jr (1992) — Interbasinal cyclostratigraphic correlation of Milankovitch band transgressive-regressive cycles: Correlation of Desmoinesian-Missourian strata between southwestern Arizona and the midcontinent of North America. — *Geology*, **20**, pp. 999-1002.
- COOK F.A. & CLARKE E.A. (1990) — Middle Proterozoic piggyback basin in the subsurface of northwestern Canada. — *Geology*, **18**, pp. 391-404.
- COTTER E. (1983) — Shelf, paralic, and fluvial environments and eustatic sea-level fluctuations in the origin of the Tuscarora Formation (Lower Silurian) of central Pennsylvania. — *J. Sed. Petrol.*, **53**, pp. 25-49.
- COTTER E. (1988) — Hierarchy of sea-level cycles in the medial Silurian siliciclastic succession of Pennsylvania. — *Geology*, **16**, pp. 242-245.
- CROSS T.A. (1986) — Tectonic controls of foreland basin subsidence and Laramide style deformation, western United States. — in : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), *Foreland Basins*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **8**, pp. 15-39.
- CROSS T.A. (1988) — Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. — in : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 47-70.
- CROSS T.A. (1991) — Cours à la *Colorado School of Mines*, inédit.
- CROSS T.A. (1993) — Preface — in : R. Eschard & B. Doligez, (eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations.*, *Editions Technip*, Paris, pp. V-X.
- CROSS T.A., BAKER M.R., CHAPIN M.A., CLARK M.S., GARDNER M.H., HANSON M.S., LESSENGER M.A., LITTLE L.D., McDONOUGH K-J., SONNENFELD M.D., VALASEK D.W., WILLIAMS M. & WITTER D.N. (1993) — Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. — in : R. Eschard & B. Doligez (eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations.*, *Editions Technip*, Paris, pp. 11-33.
- CRUMEYROLLE P. (1987) — Stratigraphie Physique et Systèmes de Dépôt de la Séquence de Santa Liestra (Eocène Sud-Pyrénéen, Pyrénées Aragonaises, Espagne). — *Thèse*, Univ. Bordeaux, France, 216 p.

- CRUMEYROLLE P. & MARIANNE M.F. (1990) — Géométrie et faciès d'une barre estuarienne (Éocène nord-pyrénéen, Corbières, France). — *Bull. Soc. Geol. France*, 8-VI, pp. 67-73.
- CRUMEYROLLE P., RUBINO J.L. & CLAUZON G. (1991) — Miocene depositional sequences within a tectonically controlled transgressive-regressive cycle. — in : I.M. McDonald, (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins.*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 373-390.
- CURNELLE R. (1983) — Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. — *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 7, pp. 69-99.
- DAHLSTRÖM C.D.A. (1970) — Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. — *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 18, 332-406.
- DALLONI M. (1910) — Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. — *Ann. Fac. Sci. Marseille*, 26, 444 p.
- DALRYMPLE R.W. (1992) — Tidal depositional systems. — in : R.G. Walker & N.P. James, (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Changes*, *Publ. Geol. Assoc. Can.*, pp. 195-217.
- DAM G. & SURLYK F. (1992) — Forced regression in a large wave- and storm- dominated anoxic lake, Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland. — *Geology*, 20, pp. 749-752.
- DAVIES J.L. (1972) — Geographical Variations in Coastal Development, *Longman*, London, 204 p.
- De SITTER L.U. (1952) — Pliocene uplift of tertiary mountain chains. — *Am. J. Sci.*, 250, pp. 297-307.
- De RAAF J.F.M. & BOERSMA J.R. (1971) — Tidal deposits and their sedimentary structures. — *Geol. Mijnb.*, 50, pp. 479-503.
- DELFAUD J. (1969) — Essai sur la Géologie Dynamique du Domaine Aquitano-Pyrénéen Durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur — *Thèse*, Université de Bordeaux, France, 165 p.
- DEMAREST J.M., & KRAFT J.C. (1987) — Stratigraphic record of quaternary sea levels: Implications for more ancient strata. — in : D. Nummedal, O.H. Pilkey & J.D. Howards, (eds.), *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 41, pp. 223-239.
- DERAMOND J., GRAHAM R.H., HOSSACK J.R., BABY P. & CROUZET G. (1985) — Nouveau modèle de la chaîne des Pyrénées. — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, 301, pp. 1213-1216.
- DESAUBLIAUX G. (1993) — Architecture d'une plaine deltaïque : modèle de terrain et modèle sismique. — Mémoire de DEA, *Rapport interne IFP*, n° 40 817, 54 p.
- DESEGAULX P. & MORETTI I. (1988) — Subsidence history of the Ebro basin. — *J. Geodyn.*, 10, pp. 9-24.
- DESEGAULX P., ROURE F. & VILLIEN A. (1990) — Structural evolution of the Pyrenees, tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust. — in : J. Letouzey, (ed.), *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, *Editions Technip*, Paris, pp. 31-38.
- DICKINSON W.R. (1974) — Plate tectonics and sedimentation. — in : W.R. Dickinson, (ed.), *Tectonics and Sedimentation*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 22, pp. 1-27.
- DONOVAN D.T. & JONES E.J.W. (1979) — Causes of world-wide changes in sea level. — *J. Geol. Soc., London*, 136, pp. 187-192.
- DUNHAM R.J. (1962) — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. — in : W.E. Ham, (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 1, pp. 108-121.
- DUNNE W.M. & FERRILL D.A. (1988) — Blind thrust systems. — *Geology*, 16, pp. 33-36.

- DURINGER P.** (1982) — Sédimentologie et Paléoécologie du Muschelkalk Supérieur de la Lettenkohle (Trias Germanique) de l'Est de la France. Diachronie des Faciès et Reconstitutions des Paléoenvironnements. — *Thèse 3e cycle*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 96 p.
- DURINGER P.** (1984) — Tempêtes et tsunamis : des dépôts de vagues de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. — *Bull. Soc. Geol. France*, **26**, pp. 1177-1185.
- ECORS Pyrenees team** (1988) — The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. — *Nature*, **331**, pp. 508-511.
- EINSELE G.** (1985) — Response of sediments to sea-level changes in differing subsiding storm-dominated marginal and epeiric basins. — *in* : U. Bayer et A. Seilacher, (eds.), *Sedimentary and Evolutionary Cycles*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 68-97.
- EINSELE G.** (1991) — Submarine mass flow deposits and turbidites. — *in* : G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher, (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 313-339.
- EINSELE G. & RICKEN W.** (1991) — Cycles and Events in Stratigraphy – Part II: Larger cycles and sequences – Introductory remarks. — *in* : G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher, (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 611-616.
- ELLIOTT T.** (1974) — Interdistributary bay sequences and their genesis. — *Sedimentology*, **21**, pp. 611-622.
- ELLIOTT T.** (1986) — Deltas. — *in* : H.G. Reading, (ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2nd edition, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 113-154.
- EMERY K.O.** (1960) — The Sea of Southern California, Wiley & Sons, New York, 366 p.
- ESCHARD R.** (1989) — Géométrie et Dynamique de Séquences de Dépôts dans un Système Deltaïque (Jurassique Moyen, Bassin de Cleveland, Angleterre) — Implications sur l'Architecture Tridimensionnelle des Corps Sédimentaires. — *Thèse*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 104 p.
- ESCHARD R. & DESAUBLIAUX G.** (1992) — Sequence stratigraphy of a major regressive transgressive littoral clastic wedge in the Mesa Verde area (Campanian, Colorado). — *Field trip Guideb., Publ. IFP.*, Rueil-Malmaison, 49 p.
- ESCHARD R., LEFORT J.J., HOUEL P. & LAFONT F.** (1993a) — Géométrie et architecture des réservoirs dans un système d'embouchure fluviale (Éocène supérieur, Bassin de Jaca, Espagne). — *Rapport interne IFP*, ref. 40 704, Rueil Malmaison, 32 p.
- ESCHARD R., TVEITEN B., DESAUBLIAUX G., LECOMTE J.C., & VAN BUCHEM F.S.P.** (1993b) — High-resolution stratigraphy and reservoir prediction in the Brent Group (Tampen Spur area) using an outcrop analogue (Mesa Verde Group, Colorado). — *in* : R. Eschard & B. Doligez, (eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, Editions Technip, Paris, pp. 35-52.
- ESTRADA M.R.** (1982) — Lóbulos Deposicionales de la Parte Superior del Grupo de Hecho entre los Anticlinales de Boltaña y el Río Aragón (Huesca). *Thèse*, Univ. Barcelona.
- FARRELL S.G., WILLIAMS G.D. & ATKINSON C.D.** (1987) — Constraints on the age of movement of the Montsec and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain. — *J. Geol. Soc., London*, **144**, pp. 907-914.
- FISCHER W.L.** (1969) — Facies characterization of Gulf Coast Basin delta systems with some Holocene analogues. — *Gulf-Coast. Assoc. Geol. Soc., Transactions*, **19**, pp. 239-261.
- FISK H.N.** (1961) — Bar-finger sands of Mississippi delta — *in* : *Geometry of Sandstone Bodies*, Amer. Assoc. Petroleum Geol., *Symposium Volume*, pp. 29-52.
- FLEMINGS P.B. & JORDAN T.E.** (1990) — Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. — *Geology*, **18**, pp. 430-434.

- FLINT S., TURNER P. & JOLLEY E.J. (1991) — Depositional architecture of quaternary fan-delta deposits of the andean fore-arc: relative sea-level as a response to aseismic ridge subduction. — *in* : I.M. McDonald, (ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins, *Int. Assoc. Sediment., Spec Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 91-103.
- FONTANA D., ZUFFA J-G. & GARZANTI E. (1989) — The interaction of eustasy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (South-Central Pyrenees, Spain). — *Basin Research*, 2, pp. 223-237.
- FORTUIN A.R. & De SMET M.E.M. (1991) — Rates and magnitude of late Cenozoic vertical movements in the Indonesian Banda Arc and the distinction of eustatic effects. — *in* : I.M. McDonald, (ed.), Sedimentation, Tectonics and Eustasy — Sea-level Changes at Active Margins, *Int. Assoc. Sediment., Spec Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 79-89.
- FRAZIER D.E. (1967) — Recent deltaic deposits of the Mississippi River: their development and chronology. — *Gulf-Coast. Assoc. Geol. Socs., Transactions*, 17, pp. 287-315.
- FRAZIER D.E. (1974) — Depositional-episodes: their relationship to the quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. — *B.E.G. Geological circular*, 74-1, 28 p.
- FREY R.W. & PEMBERTON S.G. (1984) — Trace fossil facies models. — *in* : R.G. Walker, (ed.), Facies Models, 2nd edition, *Geoscience Canada Reprint Series*, 1, pp. 189-207.
- FREY R.W. & WHEATCROFT R.A. (1989) — Organism-substrate relations and their impact on sedimentary petrology. — *J. Geol. Educ.*, 37, pp. 261-279.
- GAFFIN S.R. (1992) — Unforced oscillations in a freeboard and basin model: analogue to glacial/climate oscillators ? — *J. Geol.*, 100, pp. 717-729.
- GALLOWAY W.E. (1989) — Genetic stratigraphic sequences in basin analyses I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 73, pp. 125-142.
- GALLOWAY W.E. (1975) — Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. — *in* : M.L. Broussard, (ed.), Deltas - Models for Exploration, *Publ. Houston Geol. Soc.*, pp. 87-98.
- GARDNER M.H. (1991) — Siliciclastic facies architecture in foreland basin clastic wedges - Field guide to the Ferron Sandstone member of the Mancos Shales, east central Utah. — Livret-guide non publié, Colorado School of Mines, Golden, Colorado, 35 p.
- GARDNER M.H. (1992) — Variations in fluvial-deltaic architecture related to preservational trends in a cretaceous clastic wedge, Ferron Sandstones, Utah. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Abstr. 76th Ann. Conv.*, Calgary, pp. 44-45.
- GARRIDO A. (1972) — Precisiones sobre la « mise en place » del manto de Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (Región de Barbastro, Huesca). — *Acta Geol. Hispán.*, 7, pp. 50-52.
- GARRIDO A. (1973) — Estudio Geológico, Relación Entre la Tectónica y la Sedimentación del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional Pirenaica en su Zona Central. — *Thèse*, Université de Grenade, Espagne.
- GOLDHAMMER R.K., DUNN P.A. & HARDIE L.A. (1990) — Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Example from Alpine Triassic platform carbonates. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, pp. 535-562.
- GOLDRING R. & BRIDGES P.H. (1973) — Sublittoral sheet sandstones. — *J. Sed. petrol.*, 43, pp. 736-747.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1985) — Punctuated Aggradational Cycles: A general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. — *J. Geol.*, 93, pp. 515-523.

- GRANJEON D. (1993) — Quantification et simulation déterministe en sédimentologie. — Rapport de D.E.A., publ. IFP, Rueil Malmaison, 79p.
- GUILLOCHEAU F. (1990) — Stratigraphie Séquentielle des Bassins de Plate-Forme : l'Exemple Dévonien Armoricaïn. — *Thèse d'État*, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 257 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991) — Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricaïn) : Nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. — *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, pp. 383-410.
- GUILLOCHEAU F. & HOFFERT M. (1988) — Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaïne à l'Ordovicien et au Dévonien. — *C.R. Acad. Sci., Paris, série II*, 307, pp. 1909-1916.
- GUILLOCHEAU F., LEJAY A., HOMEWOOD P. & HOFFERT M. (1989) — Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo- cycliques. — *C.R. Acad. Sci., Paris, série II*, 309, pp. 1047-1053.
- GUILLOCHEAU F., MERZERAUD G., LEJAY A., FRIEDENBERG R. et HOFFERT M. (1991) — Modélisation de l'expression stratigraphique des séquences génétiques (20-400 ka) sur un profil de dépôt *offshore/shoreface*/plaine côtière. — in : 3e Congrès Français de Sédimentologie, livre des résumés, publ. A.S.F., Brest, France, pp. 151-152.
- GUILLOCHEAU F., GUYOTTE E., WICQUART E., LEBLANC M., DELLENBACH J. & BOYER S. (1993) — High resolution stratigraphy of protected-marine/coastal plain environment in low subsidence geodynamic setting – The Wealden (Lower Cretaceous) of the NNE of the Paris Basin. — in : R. Eschard & B. Doligez, (eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, Editions Technip, Paris, p. 174.
- HALLAM A. (1963) — Major epeirogenic and eustatic changes since the Cretaceous, and their possible relationship to crustal structure. — *Am. J. Sci.*, 216, pp. 397-423.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) — Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. — *Science*, 235, pp. 1156-1167.
- HARMS J.C. (1975) — Stratification and sequence in shoreline prograding deposits. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 2, pp. 81-102.
- HARRINGTON H.J. (1965) — Space, things, time, and events – an essay on stratigraphy. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 49, pp. 1601-1646.
- HARRIS J.P. (1989) — The sedimentology of a Middle Jurassic lagoonal delta system: Elgol Formation (Great Estuarine Group), NW Scotland. — in : M.G.K. Whateley & K.Y. Pickering, (eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 41, pp. 147-166.
- HEHUWAT F.A. (1970) — The Transition from Marine to Continental Sedimentation in the Eocene of the Guarga Synclinorium, Huesca Province, Spain. — *Thèse*, Université d'Utrecht, Pays-Bas.
- HEIN F.J. (1982) — Depositional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enragé Formation, Quebec. — *Can. J. Earth Sci.*, 19, pp. 267-287.
- HELLER P.L., ANGEVINE C.L., WINSLOW N.S. & PAOLA C. (1988) — Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. — *Geology*, 16, pp. 501-504.
- HIGH L.R. & PICARD M.D. (1974) — Reliability of cross-stratification types as paleocurrents indicators in fluvial rocks. — *J. Sed. Petrol.*, 44, pp. 158-168.
- HINE A.C. & BOOTHROYD J.C. (1978) — Morphology, processes and sedimentary history of a glacial outwash plain shoreline, southern Iceland. — *J. Sed. Petrol.*, 48, pp. 901-920.

- HIRST J.P.P. & NICHOLS G.J. (1986) — Thrust tectonics controls on alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. — *in* : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), Foreland Basins, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 8, pp. 247-258.
- HOGAN P.J., BURBANK D.W. & PUIGDEFÁBREGAS C. (1988) — Magnetostratigraphic chronology of the sedimentologic and tectonic evolution of the Jaca basin, southwestern Pyrenees. — Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, *Abstracts*, p. 76.
- HOLMES A. (1965) — Principle of Physical Geology, 2nd edition, *Thomas Nelson*, London, 1288 p.
- HOMEWOOD P. (1993) — Facies sedimentology: from outcrop to reservoir, the common denominator. — *in* : R. Eschard & B. Doligez, (eds.), Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations., *Editions Technip*, Paris, pp. 176-177.
- HOMEWOOD P. & ALLEN P. (1981) — Wave-, tide-, and current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. — *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 65, pp. 2534-2545.
- HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992) — Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. — *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 16, pp. 357-381.
- HOOKE R. Le B. (1967) — Processes on arid-region alluvial fans. — *J. Geol.*, 75, pp. 438-460.
- HORNE J.C., FERM J.C., CARUCCIO F.T. & BAGANZ B.P. (1978) — Depositional models in coal exploration and mine planning in Appalachian region. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 62, pp. 2379-2410.
- HOUBOULT J.J.H.C. (1957) — Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar peninsula. — *Dissertation*, Univ. Utrecht, 113 p.
- HOUTHUYS R. & GULLENTOPS F. (1988) — The Vlierzele sands (Eocene, Belgium): a tidal ridge system. — *in* : P.L. De Boer, A. Van Gelder & S.D. Nio, (eds.), Tide-Influenced Sedimentary Environment and Facies, *D. Reidel Publishing Company*, Dordrecht, pp. 139-166.
- HOWARD J.D. (1972) — Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. — *in* : J.K. Rigby & W.K. Hamblin, (eds.), Recognition of Ancient Sedimentary Environments, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 16, pp. 215-225.
- HOWARD J.D. (1978) — Sedimentology and trace fossils. — *in* : P.B. Basan (ed.), Trace Fossils Concepts, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 5, pp. 13-47.
- HOWARD D.J. & REINECK H.E. (1972a) — Georgia coastal region, Sapelo island, USA, sedimentology and biology; IV. Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. — *Senckenbergiana Marit.*, 4, pp. 81-123.
- HOWARD D.J. & REINECK H.E. (1972b) — Georgia coastal region, Sapelo island, USA, sedimentology and biology; VIII. Conclusions. — *Senckenbergiana Marit.*, 4, pp. 217-222.
- HOWARD D.J. & REINECK H.E. (1979) — Sedimentary structures of "high energy" beach-to-offshore sequence; Ventura-Port Hueneme area, California. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 63, pp. 468-469.
- HUNT D. & TUCKER M.E. (1992) — Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. — *Sed. Geol.*, 81, pp. 1-9.
- JAMES N.P., BONE Y., Von Der BORCH C.C. & GOSTIN V.A. (1992) — Modern carbonate and terrigenous clastic sediments on a cool water, high energy, mid-latitude shelf: Lacedpede, southern Australia. — *Sedimentology*, 39, pp. 877-903.
- JAMISON W.R. (1987) — Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. — *J. Struct. Geol.*, 7, pp. 1-10.

- JERVEY M.T. (1988) — Quantitative geological modeling of siliciclastic rocks sequences and their seismic expression. — *in* : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, pp. 47-70.
- JOHNS D.R., MUTTI E., ROSELL J. & SEGURET M. (1981) — Origin of a thick redeposited carbonate bed in eocene turbidites of Hecho Group, south-central Pyrenees, Spain. — *Geology*, 9, 161-164.
- JONES B. & DESROCHERS A. (1992) — Shallow platform carbonates. — *in* : R.G. Walker & N.P. James, (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. *Publ. Geol. Assoc. Can.*, pp. 277-301.
- JORDAN T.E. (1981) — Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 65, pp. 2506-2520.
- JORDAN T.E. & FLEMINGS P.B. (1991) — Large-scale stratigraphic architecture, eustatic variation and unsteady tectonism: a theoretical evaluation. — *J. Geophys. Res.*, 96 (B), pp. 6681-6699.
- KAUFFMAN E.G. (1986) — High-resolution event stratigraphy: regional and global cretaceous bio-events. — *in* : O.H. Waliser, (ed.), *Global Bio-Event, Lecture notes in earth Sciences*, 8, Springer-Verlag, Berlin, pp. 279-335.
- KAUFFMAN E.G. (1988) — Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy. — *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, pp. 605-654.
- KELLING G. & MULLIN P.R. (1975) — Graded limestones and limestone-quartzite couplets : possible storm-deposits from the Moroccan Carboniferous. — *Sed. Geol.*, 13, pp. 161-190.
- KERAUDREN B. & SOREL D. (1987) — The terraces of Corinth (Greece) — A detailed record of eustatic sea-level variations during the last 500.000 years. — *Mar. Geol.*, 77, pp. 99-107.
- KINGSTON D.R., DISHROON C.P. & WILLIAMS P.A. (1983) — Global basin classification system. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 67, pp. 2175-2193.
- KJEMPERUND A. & FJELDSKAAR W. (1992) — Pleistocene glacial isostasy — implications for petroleum geology. — *in* : R.M. Larsen, H. Brekke, B.T. Larsen & E. Talleraas, (eds.), *Structural and Tectonic Modelling and its Application to Petroleum Geology*. — *Norweg. Petrol. Soc. Spec. Publ.*, 1, pp. 187-195.
- KLEIN G. de Vries (1970) — Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. — *J. Sediment. Petrol.*, 40, pp. 1095-1127.
- KLEIN G. de Vries (1977) — *Clastic Tidal Facies*, *Continuing Education Series Company*, Champaign (Ill.), 149 p.
- KLEIN G. de Vries & KUPPERMAN J.B. (1992) Pennsylvanian cyclothems: Methods for distinguishing tectonically induced changes in sea level from climatically induced changes. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, pp. 166-175.
- KOLB C.R. & Van LOPIK J.R. (1966) — Depositional environments of the Mississippi River deltaic plain - southeastern Louisiana. — *in* : M.E. Shirley, (ed.), *Deltas*, *Publ. Houston Geol. Soc.*, pp. 17-62.
- KRAFT J.C. (1971) — Sedimentary facies patterns and geologic history of a Holocene marine transgression. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, pp. 2131-2158.
- KRAFT J.C., & JOHN C.J. (1979) — Lateral and vertical facies relations of transgressive barrier. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 63, pp. 2145-2163.
- KREISA R.D. & MOIOLA R.J. (1986) — Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation, Utah. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, pp. 381-387.
- LABAUME P. (1983) — Evolution Tectono-Sédimentaire et Mégaturbidites du Bassin Turbiditique Eocene Sud-Pyrénéen. — *Thèse 3e Cycle*, Univ. Montpellier, 170 p.

- LANAJA J.M., QUEROL MÜLLER R. & NAVARRO ALVARGONZÁLES A. (1987) — Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. — *Publ. Inst. Geol. Min. España*, 465 p.
- LE PICHON X., BONNIN J. & SIBUET J.-C. (1970) — La faille nord-pyrénéenne : faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. — *C. R. Acad. Sci., Paris, série D*, 271, pp. 1941-1944.
- LECKIE D.A. & WALKER R.G. (1982) — Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar - Lower Gates interval - Outcrop equivalents of deep basin gas traps in western Canada. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 66, pp.138-157.
- LEJAY A. (1991) — Stratigraphie Haute Résolution des Dépôts de Marées du Bassin Molassique Suisse — *Thèse*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 212 p.
- LEÓN I., MAROCCO R., NEURDIN J. & DELFAUD J. (1985) — The tidal flat of the Sangüesa zone. Uppermost Eocene ("Areniscas de Liedena Formation") of the south Pyrenean basin of Jaca-Pamplona. — *Int. Assoc. Sediment., 6th Europ. Reg. Meet. Sed.*, Lleida, Spain.
- LOWE D.R. (1976) — Grain flow and grain flow deposits. — *J. Sed. Petrol.*, 46, pp. 188-199.
- LUCAS C. (1985) — Le Grès Rouge du Versant Nord des Pyrénées. Essai sur la Géodynamique de Dépôts Continentaux du Permien et du Trias. — *Thèse*, Université de Toulouse, 265 p.
- LUTTERBACHER H.P., EICHENSEER H., BETZLER C. & VAN DEN HURK A.M. (1991) — Carbonate-siliciclastic depositional systems in the Paleogene of the south pyrenean foreland basin: a sequence stratigraphic approach. — *in* : I.M. McDonald, (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 391-407.
- MCCABE P.J. (1977) — Deep distributary channels and giant bedforms in the Upper Carboniferous of the Central Pennines, northern England. — *Sedimentology*, 24, pp. 271-298.
- MCCLAY K.R. (1992) — Glossary of thrust tectonics terms. — *in* : K.R. McClay, (ed.), *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, pp. 419-433.
- MCCORMICK D.S. & GROTZINGER J.P. (1992) — Evolution and significance of an overfilled alluvial foreland basin: Burnside formation (1.9 Ga), Kilohigok Basin, N.W.T., Canada. — *Basin Research*, 4, pp. 253-278.
- MCCRORY V.C.L. & WALKER R.G. (1986) — A storm and tidally-influenced prograding shoreline — Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. — *Sedimentology*, 33, pp. 47-60.
- MCCUBBIN D.G. (1982) — Barrier island and strand plain facies. — *in* : P.A. Scholle et D. Spearing, (eds.), *Sandstone Depositional Environments*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 31, pp. 247-279.
- MCDONALD I.M., ed. (1991) — *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins* — *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, 518 p.
- MCKENZIE D.P. (1978) — Some remarks on the development of sedimentary basins. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, pp. 25-32.
- MCKENZIE P. (1958) — Rip-current systems. — *J. Geol.*, 66, pp. 103-113.
- MCPHERSON J.G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1987) — Fan-deltas and braid-deltas: varieties of coarse-grained deltas. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, pp. 331-340.
- MCPHERSON J.G., SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1988) — Fan-deltas and braid-deltas: conceptual problems. — *in* : R.G. Walker, (ed.), *Facies Models*, 2nd edition, *Geoscience Canada Reprint Series*, 1, pp. 14-22.
- MALLADA L. (1878) — Descripción física y geológica de la provincia de Huesca. — *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 15, 439 p.

- MANGIN J-Ph. (1959-1960) — Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon. — *Pirineos*, 51-58, 631 p.
- MATTAUER M. (1968) — Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. — *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 10, pp. 3-12.
- MATTAUER M. (1985) — Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées. — *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, 300, pp. 71-74.
- MATTAUER M. & HENRY J. (1973) — Pyrenees — in : Data for Orogenic Studies, *Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, pp. 1-23.
- MATTHEWS R.K. & POORE R.Z. (1980) — Tertiary δ 18O record and glacio-eustatic sea-level fluctuations. — *Geology*, 8, pp. 501-504.
- MEDJADJ F. (1985) — Une Zone de Confluence Deltaïque en Domaine Compressif : Le Delta Paléogène de Jaca dans le Secteur de Sabiñánigo. — *Thèse de 3e cycle*, Univ. de Pau, 417 p.
- MERZERAUD G. (1992) — Géométrie et Signification Géodynamique des Séquences de Dépôt en Domaine Continental et Marin Restreint : Exemple du Lias Inférieur du Sud-Ouest du Bassin de Paris (Applications aux Potentialités de Stockage de Gaz Naturel en Nappes Aquifères). — *Thèse*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 164 p.
- 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 Geol. Mededelingen*, 41, pp. 221-228.
- MIALL A.D. (1976) — Sedimentary structures and paleocurrents in a tertiary deltaic succession, Northern Banks Basin, Arctic Canada. — *Can. J. Earth Sci.*, 13, pp. 1422-1432.
- MIALL A.D. (1977) — A Review of the braided-river depositional environments. — *Earth Sci. Rev.*, 13, pp. 1-62.
- MIALL A.D. (1984a) — Deltas. — in : R.G. Walker, (ed.), *Facies Models*, 2nd edition, *Geoscience Canada Reprint Series*, 1, pp. 105-118.
- MIALL A.D. (1984b) — Principles of Sedimentary Basins Analysis, *Springer-Verlag*, New York, 490 p.
- MIALL A.D. (1991) — Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlations. — *J. Sed. Petrol.*, 61, pp. 497-505.
- MIALL A.D. (1992) — Exxon global cycle chart: an event for every occasion ? — *Geology*, 20, pp. 787-790.
- MIDDLETON G.V. & HAMPTON M.A. (1976) — Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. — in : D.J. Stanley & D.J.P. Swift, (eds.), *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, *John Wiley*, New York, pp. 197-218.
- MITCHUM R.M. Jr., VAIL P.R. & THOMPSON S. III (1977) — Seismic stratigraphy and global change of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic correlations. — in : C. E. Payton, (ed.), *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration.*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 26, pp. 49-205.
- MITCHUM R.M. Jr., & VAN WAGONER J.C. (1991) — High-frequency cycles and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. — *Sed. Geol.*, 70, pp. 131-160.
- MITRA S. & NAMSON J. (1989) — Equal-area balancing. — *Am. J. Sci.*, 289, pp. 563-599.
- MORTON R.A. (1978) — Large-scale rhomboid bed forms and sedimentary structures associated with hurricane washover. — *Sedimentology*, 25, pp. 183-204.
- MURAKOSHI N. & MASUDA F. (1992) — Estuarine, barrier-island to strand-plain sequence and related ravinement surface developed during the last interglacial in the Paleo-Tokyo Bay, Japan. — *Sed. Geol.*, 80, pp. 167-184.

- MUTTI E. (1984) — The Hecho submarine fan system, south-central Pyrenees, Spain. — *Geo-Marine Letters*, 3, pp. 199-202.
- MUTTI E. (1985) — Turbidite systems and their relations to depositional sequences. — in : G.G. Zuffa, (ed.), Provenance of Arenites, *D. Reidel Publishing Company*, pp. 65-93.
- MUTTI E., LUTTERBACHER H., FERRER J. & ROSELL J. (1972) — Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). — *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, pp. 391-416.
- MUTTI E., ALLEN G.P. & ROSELL J. (1984) — Sigmoidal cross-stratification and sigmoidal bars: depositional features diagnostic of tidal sandstones. — *Abstracts*, 5th European Regional meeting of Sedimentology, Marseille, pp. 312-313.
- MUTTI E., SÉGURET M. & SGAVETTI M. (1988) — Sedimentation and Deformation in the Tertiary Sequences of the Southern Pyrenees., *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mediterranean Basins Conference, Field trip n° 7 Guideb., Spec. Publ. Inst. Geol. Univ. Parma, Italy*, 153 p.
- NEMEC W. & STEEL R.J. (1988) — What is a fan delta and how do we recognize it ? — in : W. Nemeč & R.J. Steel, (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie & Sons, London, pp. 3-13.
- NGONDI BESSALA R. (1990) — Étude sédimentologique et pétrophysique d'un ensemble gréseux du bassin de Jaca (Espagne). — *Rap. Int. ENSPM (I.F.P.)*, n° 38 574, Rueil-Malmaison, 143 p.
- NILSEN T.H. (1982) — Alluvial fans deposits. — in : P.A. Scholle & D. Spearing (eds.), *Sandstone Depositional Environments*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 31, pp. 49-86.
- NIO S.D. & YANG C.S. (1991) — Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. — in : DG. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani, (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, 16, pp. 3-27.
- NUÑEZ DEL PRADO H. (1986) — Systèmes de Dépôt et Évolution Sédimentaire des Séries de Transition Marin-Continental dans le Synclorium du Río Guarga. — *Thèse de 3e cycle*, Univ. de Pau, 350 p.
- OLSEN H. (1991) — Astronomical forcing of meandering river behaviour: Milankovitch cycles in Devonian of east Greenland. — *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 79, pp. 99-115.
- ORI G. & FRIEND P.F. (1984) — Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. — *Geology*, 12, pp. 475-478.
- ORTON G.J. (1988) — A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. — in : W. Nemeč & R.J. Steel, (eds.), *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, Blackie & Sons, London, pp. 23-49.
- PAOLA C., WIELE S.M. & REINHART M.A. (1989) — Upper-regime parallel laminations as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. — *Sedimentology*, 36, pp. 47-59.
- PAYTON C.E., ed. (1977) — *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploitation*. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 26, 516 p.
- PEMBERTON S.G., McEACHERN J.A. & FREY R.W. (1992) — Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphic significance. — in : R.G. Walker & N.P. James, (eds.), *Facies Models: Response to Sea-Level Change*, *Publ. Assoc. Geol. Canada*, pp. 47-72.
- PERLMUTTER M.A. & MATTHEWS M.D. (1990) — Global cyclostratigraphy - A model. — In : T.A. Cross, (ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, *Prentice Hall*, pp. 375-385.
- PEYBERNES B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé Inférieur des Pyrénées Franco-Espagnoles Entre la Garonne et la Méditerranée. — *Thèse*, Université de Toulouse, 458 p.
- PEYBERNES B. (1982) — Évolution spatio-temporelle des plates-formes carbonatées et des bassins terrigènes dans le Crétacé des Pyrénées franco-espagnoles. — *Cretaceous Res.*, 3, pp. 57-68.

- PEYBERNES B. & SOUQUET P. (1984) — Basement blocks and tectosedimentary evolution in the Pyrenees during mesozoic times. — *Geol. Mag.*, **121**, pp. 397-405.
- PICKERING K., STOW D., WATSON M. & HISCOTT R. (1986) — Deep-water facies processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. — *Earth Sci. Rev.*, **23**, pp. 75-174.
- PICKERING K.T., HISCOTT R.N. & HEIN F.J. (1989) — Deep Marine Environments - Clastic Sedimentation and Tectonics, *Unwin Hyman*, London, 416 p.
- PITMAN W.C. III (1978) — Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, pp. 1389-1403.
- PLAZIAT J.C. (1981) — Late Cretaceous to late Eocene paleogeographic evolution of Southwest Europe. — *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, **36**, pp. 263-320.
- PLINT A.G. (1988) — Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea-level. — *in* : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 357-370.
- PLINT A.G. (1991) — High-frequency relative sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control ? — *in* : I.M. McDonald, (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-level Changes at Active Margins*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **12**, Blackwell Scientific Publications, pp. 409-428.
- PLINT A.G. & WALKER R.G. (1987) — Cardium Formation 8. Facies and environments of the Cardium shoreline and coastal plain in the Kakwa field and adjacent areas, northwestern Alberta. — *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **35**, pp. 48-64.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988) — Eustatic control on clastic deposition I - Conceptual framework. — *in* : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, pp. 109-124.
- POSAMENTIER H.W., ALLEN G.P., JAMES D.P. & TESSON M. (1992) — Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples and exploration significance. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **76**, pp. 1687-1709.
- POSTMA G. (1990a) — Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. — *in* : A. Colella & D.B. Prior, (eds.), *Coarse-Grained Deltas*, *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, **10**, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 13-27.
- POSTMA G. (1990b) — An analysis of the variation in delta architecture. — *Terra Nova*, **2**, pp. 124-130.
- PRATT L.M, KAUFFMAN E.G. & ZELT F.B., eds, (1985) — Fine-grained deposits and biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence for cyclic sedimentary processes. — *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Field Trip Guideb.*, **4**, 228 p.
- PRENTICE M.L. & MATTHEWS R.K. (1988) — Cenozoic ice-volume history: Development of a composite oxygen isotope record. — *Geology*, **16**, pp. 963-966.
- PUIGDEFÁBREGAS C. (1974) — Les sédiments de marée du bassin eocene sud-pyrénéen. — *Bull. Centre Rech. Pau - S.N.P.A.*, **8**, pp. 305-325.
- PUIGDEFÁBREGAS C. (1975) — La Sedimentación Molásica en la Cuenca de Jaca. — *Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, Pirineos*, **104**, 204 p.
- PUIGDEFÁBREGAS C. & SOLER M. (1973) — Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en el corte del río Gállego. — *Pirineos*, **109**, pp. 5-15.
- PUIGDEFÁBREGAS C., RUPKE N.A. & SOLE SEDO J. (1975) — The sedimentary evolution of the Jaca basin. — *Livret-guide, excursion n° 19*, IXe Congrès International de Sédimentologie, Nice, 33 p.

- PUIGDEFÁBREGAS C., MUÑOZ J.A. & MARZO M. (1986)** — Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. — *in* : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), *Foreland Basins, Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 8, pp. 229-246.
- PUIGDEFÁBREGAS C. & SOUQUET P. (1986)** — Tectono-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. — *Tectonophysics*, 129, pp. 173-203.
- PULHAM A.J. (1989)** — Controls on internal structure and architecture of sand bodies within Upper Cretaceous fluvial-dominated deltas, County Clare, Western Ireland. — *in* : M.G.K. Whateley & K.Y. Pickering, (eds.), *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 41, pp. 179-203.
- PURSER B.H. (1983)** — Sédimentation et Diagenèse de Carbonates Néritiques Récents., *Editions Technip*, Paris, 389 p.
- QUINLAN G.M. & BEAUMONT C. (1984)** — Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. — *Can. J. Earth Sci.*, 21, pp. 973-996.
- RAMSAY A.T.S. (1991)** — Sedimentation and tectonics in the Dinantian limestone of south Wales. — *in* : I.M. McDonald, (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy – Sea-level Changes at Active Margins, Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 485-511.
- READ J.F. (1984)** — Carbonate platform facies models. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 69, pp 1-21.
- REILLE J.L. (1971)** — Les Relations Entre Tectogénèse et Sédimentation sur le Versant Sud des Pyrénées Centrales. — *Thèse*, Université de Montpellier.
- REINECK H.E. (1972)** — Tidal flats. — *in* : J.K. Rigby & W.K. Hamblin (eds.), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 16, pp. 146-159.
- REINECK H.E. (1976)** — Primargefuge, Bioturbation und Macrofauna als Indicatoren des Sandversazes im Seegebiet vor Norderney (Nordsee). I. Zonierung von Primargefungen, und Bioturbation. — *Senckenbergiana Marit.*, 8, pp. 155-169.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH F. (1968)** — Classification and origin of flaser and lenticular bedding. — *Sedimentology*, 11, pp. 99-104.
- REINECK H.E. & SINGH I.B. (1980)** — Depositional Sedimentary Environments, 2nd ed., *Springer-Verlag*, Berlin, 549 p.
- REINSON G.E. (1984)** — Barrier-island and associated strand-plain systems. — *in* : R.G Walker, (ed.), *Facies Models*, 2nd edition, *Geosciences Canada Reprint Series*, 1, pp. 119-140.
- REMACHA E., ARBUÉS P. & CARRERAS M. (1987)** — Precisiones sobre los límites de la secuencia deposicional de Jaca. Evolución desde la base de la secuencia hasta el techo de la Arenisca de Sabiñánigo. — *Bol. Geol. Min.*, 98, pp. 40-48.
- REMACHA E., PICART J. & OMS O. (1991)** — La Arenisca de Sabiñánigo inferior y su relación con el canal del Rapián. La secuencia de Jaca - 4. — *Ier Congreso del Grupo Español del Terciario, Comunicaciones*, pp. 283-285.
- RICCI LUCCHI F. (1986)** — The oligocene to recent foreland basins of northern Apennines. — *in* : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), *Foreland Basins, Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 8, pp. 105-139.
- RINE J.M. & GINSBURG R.N. (1985)** — Depositional facies of a mud shoreface in Suriname, South America — A mud analogue to sandy, shallow-marine deposits. — *J. Sed. Petrol.*, 55, pp. 633-652.
- ROBERTSON A.F., EATON S., FOLLOWS E.J. & McCALLUM J.E. (1991)** — The role of local tectonics versus global sea-level changes in the Neogene evolution of the Cyprus active margin. — *in* : I.M. McDonald, (ed.), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy – Sea-level Changes at Active Margins, Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 12, Blackwell Scientific Publications, pp. 331-369.

- ROEST W.R. & SIRVASTAVA S.P. (1991) — Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. — *Geology*, **19**, pp. 613-616.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERASTEGUI X., MUNOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SÉGURET M., CÁMARA P. & DERAMOND J. (1989) — ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. — *Tectonics*, **8**, pp. 41-50.
- ROWLEY D.B. & MARKWIK P.J. (1992) — Haq *et al.* eustatic curve: implications for sequestered water volumes. — *J. Geol.*, **100**, pp. 703-715.
- RUPKE N.A. (1976) — Sedimentology of very thick calcarenite-marlstone beds in a flysch succession, southwestern Pyrenees. — *Sedimentology*, **23**, pp. 43-65.
- RUSSEL L.K. (1968) — Oceanic ridges and eustatic changes in sea level. — *Nature*, **218**, pp. 861-862.
- SABRIER R. (1988) — Interprétation géodynamique et climatique d'un complexe deltaïque d'avant-chaîne par les minéraux argileux : Toposéquence, héritage et néogénèse dans les bassins paléogènes de Jaca-Pampelune. — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **307**, pp. 1549-1552.
- SAN JULIAN E. (1980) — Étude géologique de l'Éocène des Sierras Extérieures des Pyrénées Centrales. Région d'Arguis. Province de Huesca (Espagne). — *Rap. Int. HISPANOIL et ENSPM (I.F.P.)*, Rueil-Malmaison, 55 p.
- SCHWARTZ R.K. (1982) — Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. — *Sedimentology*, **29**, pp. 835-849.
- SÉGURET M. (1967) — Mise en évidence sur le versant sud des Pyrénées centrales d'une nappe à matériel crétacé déversée au Sud : la nappe du Cotiella. — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **265**, pp. 1448-1451.
- SÉGURET M. (1972) — Étude des Nappes et Séries Décollées de la Partie Centrale du Versant Sud des Pyrénées - Caractère Syssédimentaire, Rôle de la Compression et de la Gravité. — *Thèse*, Publ. USTELA, Montpellier, *Série Géol. Struct.*, **2**, 155 p.
- SÉGURET M. (1991) — Paradoxe des relations tectonique sédimentation : les discordances sur chevauchement ne datent pas l'activité tectonique - Exemple sud-pyrénéen. — *3e Congrès Français de Sédimentologie, Résumés*, Publ. ASF, Brest, pp. 257-258.
- SÉGURET M., DAIGNIERES M. & équipe profil ECORS Pyrénées (1985) — Coupes balancées d'échelle crustale des Pyrénées. — *C.R. Acad. Sci. Paris, série II*, **301**, pp. 341-346.
- SEILACHER A. (1978) — Use of trace fossils for recognizing depositional environments. — *in* : P.B. Basan (ed.), *Trace Fossils Concepts, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, **5**, pp. 175-201.
- SELZER G. (1934) — Geologie der Südpirenaische Sierren in Ober-Aragonien. — *Neues Jhrb. Geol. Pal. Min.*, **88**, pp. 370-406.
- SHA L.P. & De BOER P.L. (1991) — Ebb-tidal delta deposits along the west Frisian Islands (the Netherlands): processes, facies architecture and preservation. — *in* : DG. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin & R.A. Rahmani, (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, **16**, pp. 199-218.
- SHANLEY K.W. & McCABE P.J. (1991) — Predicting facies architecture through sequence stratigraphy - An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. — *Geology*, **19**, pp. 742-745.
- SIMONS D.B. & RICHARDSON E.V. (1962) — Resistance to flow in alluvial channels — *Am. Soc. Civ. Engrs., Trans.*, **127**, pp. 927-953.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V. & NORDIN C.F. (1965) — Sedimentary structures generated by flows in alluvial channels. — *in* : G.V. Middleton, (ed.), *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **12**, pp. 34-52.

- SINCLAIR H.D., COAKLEY B.J., ALLEN P.A., & WATTS A.B. (1991) — Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Switzerland. — *Tectonics*, **10**, pp. 599-620.
- SINCLAIR H. & ALLEN P.A. (1992) — Vertical versus horizontal motions in the alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin. — *Basin research*, **4**, pp. 215-232.
- SINGH I.B. (1977) — Bedding structures in a channel sand bar of the Ganga River near Allahabad, Uttar Pradesh, India. — *J. Sedim. Petrol.*, **47**, pp. 747-752.
- SLINGERLAND R. (1990) — Predictability and chaos in quantitative dynamic stratigraphy. — in : T.A. Cross, (ed.), *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Prentice Hall, pp. 45-54.
- SLOSS L.L. (1950) — Paleozoic stratigraphy in the Montana area. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **34**, pp. 423-451.
- SLOSS L.L. (1962) — Stratigraphic models in exploration. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **46**, pp. 1050-1057.
- SOLER M. & PUIGDEFÁBREGAS C. (1970) — Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. — *Pirineos*, **96**, pp. 5-20.
- SOREL D., MERCIER J.L., KERAUDREN B. & CUSHING M. (1988) — Le rôle de la traction de la lithosphère subductée dans l'évolution géodynamique plio-pléistocène de l'arc égéen : mouvements verticaux alternés et variations du régime tectonique. — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **307**, pp. 1981-1986.
- SOUQUET P. (1967) — Le Crétacé Supérieur Sud-Pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre. — *Thèse, Fac. Sci. Toulouse*, 530 p.
- SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M & DEBROAS E.J. (1977) — La chaîne alpine des Pyrénées. — *Géol. Alp.*, **53**, pp. 193-216.
- SOUQUET P., DEBROAS E., BOIRIE J.-M., PONS P., FIXARI C., ROUX J.-C., DOL J., THIEULOY J.-P., BONNEMAISON M., MAINVIT H. & PEYBERNES B. (1985) — Le groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomani) dans les Pyrénées. — *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **9**, pp. 183-252.
- SOUTHARD J.B. (1991) — Experimental determination of bed-form instability. — *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **19**, pp. 423-455.
- STEPHEN M.E. & GORSLINE D.S. (1975) — Sedimentary aspects of the New River delta, Salton Sea, Imperial County, California. — in : M.L. Broussard, (ed.), *Deltas - Models for Exploration*, *Publ. Houston. Geol. Soc.*, pp. 267-282.
- STOW D.A.V. & SHANMUGAM G. (1980) — Sequence of structures in fine-grained turbidites, comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. — *Sed. Geol.*, **25**, pp. 23-42.
- SWIFT D.J.P. & THORNE J.A. (1992) — Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. — in : D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tilman & J.A. Thorne, (eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies - Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **14**, Blackwell Scientific Publications, pp. 3-31.
- TANKARD A.J. (1986a) — Depositional response in foreland deformation in the Carboniferous of eastern Kentucky. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, **70**, pp. 853-868.
- TANKARD A.J. (1986b) — On the depositional response to thrusting and lithospheric flexure: examples from the Appalachians and Rocky Mountain basins. — in : P.A. Allen & P. Homewood, (eds.), *Foreland Basins*, *Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, **8**, pp. 369-392.
- Ten HAAF E. (1966) — Le flysch sud-pyrénéen le long du río Ara (Huesca) — *Act. 5 Cong. Int. Est. Pirenaicos, Jaca-Pamplona*, **1**, pp. 143-150.

- Ten HAAF E., Van Der VOO E. & WENSINK H. (1971) — The south external Pyrenees of Huesca. — *Geol. Rdsch.*, **60**, pp. 996-1009.
- TERWINDT J.H.J. (1981) — Origin and sequences of structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. — *in* : S.D. Nio, R.T.E. Shuttenhelm & T.C.E. Van Weering, (eds.), *Holocene and Marine Sedimentation in the North Sea Basin*, *Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, **5**, pp. 4-26.
- TERWINDT J.H.J. (1988) — Paleo-tidal reconstructions of inshore tidal depositional environments. — *in* : P.L. De Boer, A. Van Gelder & S.D. Nio, (eds.), *Tide-Influenced Sedimentary Environments and Facies.*, *D. Reidel Publishing Company*, Dordrecht, pp. 233-263.
- THOMAS G. & DELFAUD J. (1990) — Mise en évidence de décrochements dextres NW/SE contemporains de la sédimentation oligo-miocène dans le bassin de Jaca-Pampelune (Pyrénées sud-occidentales, Espagne). — *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **310**, pp. 801-806.
- THOMAS R., DELFAUD J., NEURDIN J. & SABRIER R. (1991) — Action conjuguée de l'eustatisme et de la tectonique dans le dépôt du complexe deltaïque éocène supérieur-oligocène de Jaca. — *3e Congrès Français de Sédimentologie - livre des résumés*, *Publ. A. S. F.*, Brest, pp. 273-274.
- THOMPSON W.O. (1937) — Original structures of beaches, bars, and dunes. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, **48**, pp. 723-752.
- TOLEDO M.J. (1989) — Séquences de dépôt et cyclicité tectonique dans l'Éocène du bassin de Jaca, Espagne. — *Rap. Int. E.N.S.P.M. (I.F.P.)* n° 37 983, Rueil-Malmaison, 156 p.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. (1990) — Carbonate Sedimentology, *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, 482 p.
- TURNER J.P. (1990) — Structural and stratigraphic evolution of the west Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees. — *J. Geol. Soc. London*, **147**, pp. 177-184.
- TURNER J.P. (1991) — Evolving alluvial stratigraphy and thrust front development in the West Jaca piggyback basin, Spanish Pyrenees. — *J. Geol. Soc., London*, **149**, pp. 51-63.
- TURNER J.P. & HANCOCK P.L. (1990) — Relationships between thrusting and joint systems in the Jaca thrust-top basin, Spanish Pyrenees. — *J. Struct. Geol.*, **12**, pp. 217-226.
- UNDERHILL J.R. & PARTINGTON M. (1992) — Implications of a regional tectonic control on the intra-Aalenian ("mid-Cimmerian") sequence boundary for North Sea Basin development, reservoir predictivity and EXXON's sea-level chart. — *in* : *Sequence Stratigraphy of European Basins - Abstracts*, *Publ. CNRS*, Dijon, pp. 96-97.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M.Jr., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S. III, SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATLEID W.G. (1977) — Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - Part 1 to 11. — *in* : C.E. Payton, (ed.), *Seismic Stratigraphy - Application to Hydrocarbon Exploration.*, *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, **26**, pp. 49-205.
- VAIL P.R., COLIN J.P., Du CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987) — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. — *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, pp. 1301-1321.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PEREZ-CRUZ C. (1991) — The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology — an overview. — *in* : G. Einsele, W. Ricken et A. Seilacher, (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.
- Van BUCHEM F.S.P., MELNYK D.H. & McCAYE I.N. (1992) — Chemical cyclicity and correlation of Lower Lias mudstones using gamma ray logs, Yorkshire, U.K. — *J. Geol. Soc., London*, **149**, pp. 991-1002.
- Van LUNSEN H. (1970) — Geology of the Ara-Cinca region, Spanish Pyrenees, province of Huesca. — *Geol. Ultraiecta*, **16**, 119 p.

- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S. & HARDENBOL J. (1988) — An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. — *in* : C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, (eds.), *Sea Level Changes: an Integrated Approach, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, 42, pp. 39-45.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN V.D., eds. (1990). — Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Methods in Exploration*, 7, Tulsa, 55 p.
- VAN STRAATEN L.M.J. (1959) — Littoral and submarine morphology of the Rhône delta. — *Proc. 2nd Coastal Geograph. Conf.*, Baton Rouge, pp. 233-264.
- VISSER M.J. (1980) — Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedforms deposits: a preliminary note. — *Geology*, 8, pp. 543-546.
- VOS R.G. (1976) — Observations on the formation and location of transient rip currents. — *Sediment. Geol.*, 16, pp. 15-19.
- WALKER R.G. & PLINT A.G. (1992) — Wave- and storm-dominated shallow marine systems. — *in* : R.G. Walker & N.P. James, (eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change.*, *Publ. Geol. Assoc. Can.*, pp. 219-238.
- WANLESS H.R. & WELLER J.M. (1932) — Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 43, pp. 1003-1016.
- WASCHBUSCH P.J. & ROYDEN L.H. (1992a) — Episodicity in foredeep basins. — *Geology*, 20, pp. 915-918.
- WASCHBUSCH P.J. & ROYDEN L.H. (1992b) — Spatial and temporal evolution in foredeep basins: lateral strength variations and inelastic yielding in continental lithosphere. — *Basin Research*, 4, pp. 179-186.
- WATTS A.B. (1992) — The effective thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. — *Basin Research*, 4, pp. 169-178.
- WEIMER R.J. HOWARD J.D. & LINDSAY D.R. (1982) — Tidal flats and associated tidal channels. — *in* : P.A. Scholle & D. Spearing, (eds.), *Sandstone Depositional Environments, Amer. Assoc. Petroleum Geol., Memoir*, 31, pp. 191-245.
- WHEELER H.E. (1959) — Unconformity bounded units in stratigraphy. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull.*, 43, pp. 1975-1977.
- WHITAKER J.H.Mc.D. (1973) — "Gutter-Casts", a new name for scour and fill structure ; with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmaya, southern Norway. — *Norsk Geol. Tidsskr.*, 53, pp. 403-417.
- WILLIAMS G.D. & FISCHER M.W. (1984) — A balanced cross section across the Pyrenean orogenic belt. — *Tectonics*, 3, pp. 773-780.
- WILSON J.L. (1975) — Carbonate Facies in Geologic History, *Springer-Verlag*, Berlin, 471 p.
- WISE D.U., BELT E.S. & LYONS P.C. (1991) — Clastic diversion by fold salients and blind thrust ridges in coal-swamp development. — *Geology*, 19, pp. 514-517.
- WRIGHT L.D. (1977) — Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, pp. 857-868.
- YANG C.S. & NIO S.D. (1985) — The estimation of paleohydrodynamic processes from subtidal deposits using series analysis methods. — *Sedimentology*, 32, pp. 41-57.

ZOETEMEIJER R., DESEGAULX P., CLOETINGH S., ROURE F. & MORETTI I. (1990) — Lithospheric dynamics and tectonic-stratigraphic evolution of the Ebro basin. — *J. Geophys. Res.*, **95 (B), pp. 2701-2711.**

ZOETEMEIJER R., SASSI W., ROURE F. & CLOETINGH S. (1992) — Stratigraphic and kinematic modeling of thrust evolution, northern Apennines, Italy. — *Geology*, **20, pp. 1035-1038.**

YAN WANGNER I.C., MITCHELL R.M., CAMPION R.M. & RAHMANNI V.D., eds. (1990) — Lithospheric response stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and space. — *Geology*, **18**, pp. 1035-1038.

YAN STRAATEN I.M.L. (1990) — Internal and external tectonics of the Ebro basin. — *Geology*, **18**, pp. 1035-1038.

YBSEN N.L. (1980) — Tectonic evolution of the Ebro basin. — *Geology*, **8**, pp. 341-346.

YOD K.L. (1970) — Observations on the formation and location of mountain top thrusts. — *Geology*, **10**, pp. 17-19.

WALKER R.D. & BLUNT A.G. (1992) — Wave- and storm-dominated shallow marine systems. — In: R.D. Walker & R.S. James (eds.), *Recent Marine Basins: Responses to Sea Level Change*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **59**, pp. 119-138.

WALKER R.D. & WELLS J.M. (1982) — Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. Lond. Bull.*, **95**, pp. 1697-1016.

WACHSBERG J.L. & ROYDEN L.H. (1992) — Episodicity in foredeep basins. — *Geology*, **20**, pp. 1035-1038.

WACHSBERG J.L. & ROYDEN L.H. (1992) — Spinal and marginal tectonics in foredeep basins: A review of tectonic and magmatic evolution in continental foredeeps. — *Geology*, **20**, pp. 1035-1038.

WATTS A.L. (1985) — The effective thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. — *Geology*, **13**, pp. 155-158.

WELLS J.M., HOWARD J.A. & LINDSAY G.K. (1982) — Tidal flat and associated shelf channels. — In: P.A. Scholle & D. Spindler (eds.), *Sea Level Change: Recent Advances*. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, **11**, pp. 191-212.

WELLS J.M. (1988) — Tectonically controlled salt in stratigraphy. — *Geol. Soc. Lond. Bull.*, **101**, pp. 1973-1977.

WILKINSON J.B.L. (1977) — "Gull-in-Cut", a new name for scarp and fill structures: with examples from the Landskron of Rügen and Hainry, southern Norway. — *Geol. Soc. Lond. Bull.*, **90**, pp. 401-417.

WILLIAMS D. & FISCHER M.W. (1984) — A balanced cross section across the Pyrenean orogenic belt. — *Geology*, **12**, pp. 773-780.

WILSON J.L. (1977) — Carbonate Facies in Geologic History. *Geology*, **5**, pp. 671-671.

WISSE L., BELL E.S. & LYONS P.C. (1981) — (Tectonic) basins: by John Lyons and Peter Wisse in foredeep development. — *Geology*, **9**, pp. 214-217.

WRIGHT J.L. (1977) — Sediment transport and deposition in river systems: a synthesis. — *Geol. Soc. Lond. Bull.*, **90**, pp. 837-864.

YANG C.S. & YOD K.L. (1982) — The evolution of paleogeographic features from tectonic deposits using source analysis methods. — *Geology*, **10**, pp. 41-45.

TABLE DES MATIÈRES

—

LISTE DES FIGURES

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ DES CHAPITRES DU MÉMOIRE	p. 5
INTRODUCTION GÉNÉRALE	p. 11
Première Partie : ÉTAT DES CONNAISSANCES — MÉTHODES	
LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉOLUTION	p. 15
I. LES PRINCIPES GÉNÉRAUX DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉSOLUTION	p. 15
I.1. NATURE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE	p. 15
I.1.1. LES FACTEURS DE CONTRÔLE DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE	p. 15
I.1.2. LE NIVEAU DE LA MER.....	p. 16
I.2. LA NOTION D'ACCOMMODATION	p. 17
I.3. LA NOTION DE SÉQUENCE DE DÉPÔT	p. 17
I.3.1. DÉFINITION DE LA SÉQUENCE DE DÉPÔT	p. 17
I.3.2. LES ORDRES DE SÉQUENCES	p. 18
I.4. LES UNITÉS GÉNÉTIQUES : SÉQUENCES ÉLÉMENTAIRES DE DÉPÔT	p. 19
I.4.1. NATURE DU CONTRÔLE ALLOCYCLIQUE À HAUTE FRÉQUENCE.....	p. 19
I.4.2. LES MODÈLES D'UNITÉS ÉLÉMENTAIRES DE DÉPÔT	p. 20
I.4.3. CARACTÉRISATION DES UNITÉS GÉNÉTIQUES	p. 24
I.5. LE MODE D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES	p. 26
I.5.1. DISTORSION DU SIGNAL ALLOCYCLIQUE ÉLÉMENTAIRE.....	p. 26
I.5.2. LE MOTIF D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES (<i>STACKING PATTERN</i>)	p. 26
I.6. CONCLUSION	p. 28
II. DÉMARCHÉ D'APPLICATION DE LA STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉSOLUTION	p. 29
II.1. L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE	p. 29
II.1.1. L'INTERPRÉTATION DES FACIÈS	p. 29
II.1.2. LE DIAGRAMME DE SUBSTITUTIONS DE FACIÈS	p. 30
II.2. IDENTIFICATION DES UNITÉS GÉNÉTIQUES ET DU MOTIF D'EMPILEMENT	p. 32
II.3. CORRÉLATIONS HAUTE RÉOLUTION ET RESTITUTION DES GÉOMÉTRIES	p. 33
II.4. LIMITES DE LA MÉTHODE	p. 35
II.4.1. LIMITES DE L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE	p. 35
II.4.2. LIMITES DU PRINCIPE DE CORRÉLATION	p. 37
II.5. INTÉRÊT DE LA MÉTHODE EN GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE	p. 37
II.5.1. CARACTÈRE PRÉDICTIF DE LA MÉTHODE	p. 37
II.5.2. EXEMPLE D'APPLICATION DU SCHÉMA PRÉDICTIF	p. 38
II.6. CONCLUSION	p. 39

INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE : ÉTAT DES CONNAISSANCES p. 41

I. MÉCANISMES RÉGISSANT LES VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER p. 42

I.1. LES VARIATIONS EUSTATIQUES p. 42

I.1.1. LA FRAGMENTATION DES SUPER-CONTINENTS p. 42

I.1.2. LES VARIATIONS DU TAUX D'EXPANSION OCÉANIQUE..... p. 43

I.1.3. LE GLACIO-EUSTATISME..... p. 43

I.1.4. CONCLUSION p. 43

I.2. VARIATIONS DU NIVEAU RELATIF DE LA MER RELIÉES AUX MOUVEMENTS VERTICAUX DU SUBSTRAT p. 44

I.2.1. LES CONTEXTES GÉODYNAMIQUES — VARIATIONS "À GRANDE LONGUEUR D'ONDE" p. 44

I.2.2. LES VARIATIONS DE RÉGIMES DE CONTRAINTES INTRA-PLAQUES..... p. 45

I.2.3. EFFET DE LA CINÉMATIQUE DES STRUCTURES TECTONIQUES "À COURTE LONGUEUR D'ONDE" p. 46

I.2.4. CONCLUSION p. 47

I.3. SYNTHÈSE : INFLUENCES RELATIVES DES DIFFÉRENTS FACTEURS p. 48

II. LE CAS DES BASSINS D'AVANT-PAYS p. 49

II.1. FORMATION ET ÉVOLUTION STRUCTURALE p. 49

II.1.1. MODÈLE GÉNÉRAL - FORMATION ET GÉOMÉTRIE D'UN BASSIN D'AVANT-PAYS p. 49

II.1.2. ÉVOLUTION DES BASSINS D'AVANT-PAYS – MODÈLES RHÉOLOGIQUES p. 50

II.1.3. STRUCTURES TECTONIQUES SPÉCIFIQUES DES BASSINS D'AVANT-PAYS p. 51

II.2. PARTICULARITÉS DU REMPLISSAGE SÉDIMENTAIRE DANS LES BASSINS D'AVANT-PAYS p. 52

II.2.1. ÉVOLUTION GÉNÉRALE DU REMPLISSAGE..... p. 52

II.2.2. CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA GÉOMÉTRIE DU REMPLISSAGE..... p. 54

II.2.3. NATURE ET GÉOMÉTRIE DES SÉQUENCES DE DÉPÔT p. 55

II.3. CONCLUSION p. 57

CADRE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE DU BASSIN DE JACA p. 59

I. LA CHAÎNE PYRÉNÉENNE p. 59

I.1. INTRODUCTION..... p. 59

I.2. LE CADRE TECTONIQUE p. 60

I.2.1. LES ZONES STRUCTURALES p. 60

I.2.2. LA STRUCTURE INTERNE..... p. 60

I.3. HISTOIRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTAIRE p. 61

II. LE BASSIN DE JACA DANS LE CONTEXTE PYRÉNÉEN p. 65

II.1. LOCALISATION p. 65

II.2. HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE BASSIN DE JACA p. 65

II.3. CONTEXTE STRUCTURAL ET STRATIGRAPHIQUE p. 66

II.3.1. GÉOMÉTRIE ACTUELLE..... p. 69

II.3.2. HISTOIRE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN DE JACA..... p. 70

II.3.3. LES PHASES TECTONIQUES DU BASSIN DE JACA p. 74

II.3.4. LES GRANDS CYCLES SÉDIMENTAIRES DANS LE BASSIN DE JACA p. 75

II.3.5. LES RAPPORTS ENTRE TECTONIQUE ET SÉDIMENTATION..... p. 75

II.4. PARTICULARITÉS DU BASSIN DE JACA	p. 76
II.4.1. LE PROBLÈME DU CALAGE STRATIGRAPHIQUE	p. 76
II.4.2. PARTICULARITÉS DES ÉLÉMENTS STRUCTURAUX	p. 76
II.5. CONCLUSION	p. 79

Deuxième partie :
CARACTÉRISTIQUES SÉDIMENTOLOGIQUES ET GÉOMÉTRIQUES
DES SYSTÈMES DE DÉPÔT DANS LE BASSIN DE JACA
— INFLUENCE DES PARAMÈRES ALLOCYCLIQUES —

Chapitre 1 : FACIÈS SÉDIMENTAIRES ET PALÉO-ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔT DANS L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA.....	p. 83
--	--------------

I. LES FACIÈS SÉDIMENTAIRES	p. 83
--	--------------

I.1. LES FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE HOULES : <i>DOMAINE</i> <i>MARIN OUVERT À LITTORAL</i>.....	p. 85
I.1.1. FACIÈS SILICOCLASTIQUES	p. 85
I.1.2. FACIÈS CARBONATÉS.....	p. 89

I.2. FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE CRUES : <i>ENVIRONNEMENTS</i> <i>DELTAÏQUES ET ALLUVIAUX</i>.....	p. 90
--	--------------

I.3. FACIÈS DOMINÉS PAR UNE HYDRODYNAMIQUE DE MARÉES : <i>ESTUAIRES ET</i> <i>REPLATS DE MARÉES</i>.....	p. 97
---	--------------

I.4. FACIÈS D'ENVIRONNEMENTS MARINS RESTREINTS : <i>LAGUNES ET BAIES</i> <i>INTERDISTRIBUTAIRES</i>.....	p. 100
---	---------------

I.5. FACIÈS D'ENVIRONNEMENTS MARINS OUVERTS : <i>MILIEUX À DÉCANTATIONS ET</i> <i>ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES</i>.....	p. 101
---	---------------

I.6. CONCLUSION.....	p. 104
-----------------------------	---------------

II. ASSOCIATIONS VERTICALES DE FACIÈS ET IDENTIFICATION DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES	p. 119
---	---------------

II.1. ASSOCIATIONS DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE HOULES	p. 119
II.1.1. FACIÈS SILICOCLASTIQUES.....	p. 119
II.1.2. FACIÈS BIOCLASTIQUES	p. 121

II.2. ASSOCIATIONS DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE CRUES	p. 122
II.2.1. ASSOCIATION DE FACIÈS D'EMBOUCHURES DELTAÏQUES	p. 122
II.2.2. ASSOCIATIONS DE FACIÈS DE DELTAS À RÉSEAUX EN TRESSSES.....	p. 125

II.3. ASSOCIATION DE FACIÈS À HYDRODYNAMIQUE DE MARÉES	p. 127
---	---------------

II.4. CONCLUSION	p. 130
-------------------------------	---------------

III. DIAGRAMMES DE SUBSTITUTIONS DE FACIÈS	p. 131
---	---------------

III.1. LES SUBSTITUTIONS DE FACIÈS DANS LA FORMATION DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO.....	p. 131
III.1.1. LE SYSTÈME DE RAMPE DE TEMPÊTES SILICOCLASTIQUE	p. 131

III.1.2. LE SYSTÈME DE DELTA À RÉSEAUX EN TRESSÉS	p. 131
III.1.3. LE SYSTÈME ESTUARIEN	p. 132
III.1.3. LE SYSTÈME D'EMBOUCHURES DELTAÏQUES DE DELTA EN PATTE D'OISEAU	p. 132
III.1.5. POSITION DES FACIÈS RESTREINTS	p. 132
III.2. DIAGRAMME GÉNÉRAL	p. 132
III.3. UTILISATION DES DIAGRAMMES DE SUBSTITUTIONS DE FACIÈS	p. 134
III.4. CONCLUSION	p. 138
Chapitre 2 : GÉOMÉTRIES DES SYSTÈMES DE DÉPOT DANS L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DU BASSIN DE JACA	p. 139
I. GÉOMÉTRIES SÉDIMENTAIRES DE LA BORDURE NORD : L'EXEMPLE DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO	p. 139
I.1. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DES GRÈS DE SABIÑÁNIGO À L'ÉCHELLE DE LA BORDURE NORD DU BASSIN	p. 139
I.2. GÉOMÉTRIE DÉTAILLÉE	p. 141
I.2.1. LES DONNÉES — LA REPRÉSENTATION DES GÉOMÉTRIES	p. 141
I.2.2. MISE EN ÉVIDENCE DES PARTICULARITÉS GÉOMÉTRIQUES	p. 142
I.3. IMPLICATIONS SUR L'APPROCHE PAR STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE HAUTE RÉSOLUTION	p. 148
I.3.1. LIMITES DES CORRÉLATIONS PAR LE MOTIF D'EMPILEMENT DES UNITÉS GÉNÉTIQUES	p. 148
I.3.2. MODIFICATIONS APPORTÉES À LA DÉMARCHE DE CORRÉLATION	p. 150
I.4. CONCLUSION	p. 150
II. GÉOMÉTRIES DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DANS LA BORDURE SUD DU BASSIN (RÉGION D'ARGUIS - BELSUÉ)	p. 151
II.1. CARACTÈRES GÉNÉRAUX DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR DANS LA BORDURE SUD DU BASSIN	p. 151
II.1.1. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU SUBSTRAT	p. 151
II.1.2. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DES DÉPÔTS DE L'ÉOCÈNE SUPÉRIEUR	p. 159
II.2. GÉOMÉTRIES DÉTAILLÉES	p. 161
II.2.1. GÉOMÉTRIE DES FACIÈS D'EMBOUCHURES DANS LE SYNCLINAL DE BELSUÉ	p. 161
II.2.2. GÉOMÉTRIE DES FACIÈS D'EMBOUCHURES DANS LE SYNCLINAL D'ARGUIS	p. 162
II.2.3. POSITION DE FACIÈS PARTICULIERS PEU REPRÉSENTÉS	p. 163
II.3. CONCLUSION	p. 163
III. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU BASSIN — INTERPRÉTATION DES PROFILS SISMIQUES	p. 164
III.1. LES DONNÉES ET LA MÉTHODE DE TRAVAIL	p. 164
III.1.1. TRAVAUX ANTÉRIEURS — PROBLÈME POSÉ	p. 164
III.1.2. LA MÉTHODE D'INTERPRÉTATION	p. 164
III.2. GÉOMÉTRIE GÉNÉRALE DU SYNCLINORIUM DU RÍO GUARGA	p. 169
III.2.1. LA GÉOMÉTRIE DU TOIT DES CALCAIRES DE GUARA	p. 169
III.2.2. GÉOMÉTRIE DE LA SÉRIE TERRIGÈNE ÉOCÈNE	p. 170
III.3. INTERPRÉTATION DE L'ÉVOLUTION STRUCTURALE DE LA BORDURE MÉRIDIIONALE DU BASSIN	p. 179
III.4. CONCLUSION	p. 181

Chapitre 3 : INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'EUSTATISME SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DANS LE BASSIN DE JACA.....	p. 183
I. SIGNIFICATION ET ORIGINE DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSGRESSION	p. 183
I.1. HIÉRARCHISATION DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSGRESSION	p. 183
I.2. LES CYCLES RÉGRESSIFS-TRANSGRESSIFS À HAUTE ET MOYENNE FRÉQUENCES	p. 184
I.2.1. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À HAUTE FRÉQUENCE	p. 184
I.2.2. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À MOYENNE FRÉQUENCE	p. 187
I.2.3. EFFET DES MOUVEMENTS TECTONIQUES À COURTE LONGUEUR D'ONDE.....	p. 188
I.3. LE CYCLE TRANSGRESSIF-RÉGRESSIF À L'ÉCHELLE DU BASSIN	p. 189
I.3.1. LE CYCLE TRANSGRESSION-RÉGRESSION DANS LA BORDURE NORD DU BASSIN	p. 189
I.3.2. LE CYCLE TRANSGRESSION-RÉGRESSION DANS LA BORDURE SUD DU BASSIN.....	p. 190
I.3.3. RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES DEUX BORDURES	p. 191
I.3.4. INTERPRÉTATION GÉNÉRALE	p. 192
I.4. CONCLUSION.....	p. 195
II. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE, L'EMPLACEMENT ET LA GÉOMÉTRIE DES DIFFÉRENTS TYPES DE SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES	p. 196
II.1. INFLUENCE DES CYCLES EUSTATIQUES À HAUTE ET MOYENNE FRÉQUENCES.....	p. 196
II.1.1. MISE EN ÉVIDENCE D'UNE DISTRIBUTION SÉLECTIVE DES FACIÈS	p. 196
II.1.2. INTERPRÉTATION DU CONTRÔLE EUSTATIQUE SUR LA DISTRIBUTION DANS LE TEMPS DES SYSTÈMES SÉDIMENTAIRES	p. 198
II.1.3. INFLUENCES DES VARIATIONS EUSTATIQUES : SYNTHÈSE	p. 201
II.2. INFLUENCE DE LA CINÉMATIQUE DES STRUCTURES TECTONIQUES À COURTE LONGUEUR D'ONDE	p. 201
II.2.1. CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA GÉOMÉTRIE DES DÉPÔTS D'EMBOUCHURES	p. 201
II.2.2. CONTRÔLE STRUCTURAL DE L'EMPLACEMENT DES FACIÈS PEU REPRÉSENTÉS	p. 207
II.2.3. MODÈLE GÉNÉRAL DU CONTRÔLE DES STRUCTURES ANTICLINALES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE	p. 212
II.3. INFLUENCE DES VARIATIONS TECTONIQUES ET EUSTATIQUES À GRANDE LONGUEUR D'ONDE	p. 213
II.4. SYNTHÈSE : INFLUENCES RELATIVES DES PARAMÈTRES TECTONIQUES ET EUSTATIQUES	p. 217
II.4.1. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE DES CORPS SÉDIMENTAIRES	p. 217
II.4.2. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA GÉOMÉTRIE ET L'EMPLACEMENT DES CORPS SÉDIMENTAIRES	p. 218
II.4.3. AMPLITUDES RELATIVES DES FACTEURS DE VARIATION DANS UN BASSIN D'AVANT-PAYS	p. 219
II.5. CONCLUSION	p. 220
CONCLUSION GÉNÉRALE	p. 223
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	p. 231

Chapitre 3 : INFLUENCES RELATIVES DE LA TECTONIQUE ET DE L'OROGÈNE SUR L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE DANS LE BASSIN DE JACA

- p. 132
- I. SÉRIATION DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSRESSION
- I.1. SÉRIATION DES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSRESSION
- I.1.1. LES CYCLES RÉGRESSION-TRANSRESSIONS À HAUTE ET MOYENNE ÉNERGIE
- I.1.1.1. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À HAUTE ÉNERGIE
- I.1.1.2. LES VARIATIONS D'ACCOMMODATION À MOYENNE ÉNERGIE
- I.1.2. EFFET DES MOUVEMENTS TECTONIQUES À GRANDE ÉCHELLE SUR LES CYCLES DE RÉGRESSION-TRANSRESSION
- I.1.2.1. LE CYCLE DE RÉGRESSION-TRANSRESSION À GRANDE ÉCHELLE
- I.1.2.2. LE CYCLE DE RÉGRESSION-TRANSRESSION DANS LE BASSIN DE JACA
- I.1.2.3. LE CYCLE DE RÉGRESSION-TRANSRESSION DANS LE BASSIN DE JACA
- I.1.3. RELATIONS STRATIGRAPHIQUES ENTRE LES DEUX RÉGIONS
- I.1.4. SYNTHÈSE GÉNÉRALE
- I.2. CONCLUSION
- II. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE DE L'EMPLACEMENT ET LA DURÉE DES DIFFÉRENTS TYPES DE SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.1. INFLUENCE DES CYCLES EUSTATIQUES À HAUTE ET MOYENNE ÉNERGIE
- II.1.1. L'IMPACT DE L'ÉVÉNEMENT D'ÉPIROGÈNE SUR LA DURÉE DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.1.2. INTERACTION DE FACTEURS ÉPIROGÈNES ET TECTONIQUES
- II.2. INFLUENCE DES VARIATIONS ÉPIROGÈNES
- II.2.1. INFLUENCE DE LA CIRCONFÉRENCE DES STRUCTURES TECTONIQUES À GRANDE ÉCHELLE
- II.2.2. CONTRÔLE STRUCTURAL DE LA DURÉE DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.2.3. CONTRÔLE STRUCTURAL DE L'EMPLACEMENT DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.3. MODÈLE GÉNÉRAL DE CONTRÔLE DES STRUCTURES ANTICLINALES SUR L'EMPLACEMENT DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.3.1. INFLUENCE DES VARIATIONS TECTONIQUES ET EUSTATIQUES À GRANDE ÉCHELLE
- II.3.2. INFLUENCE RELATIVE DES PARAMÈTRES TECTONIQUES ET EUSTATIQUES
- II.3.3. PARAMÈTRES CONTRÔLANT LA NATURE DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.3.4. PARAMÈTRES CONTRÔLANT L'EMPLACEMENT DES SYSTÈMES RÉGIONNAUX
- II.3.5. AMPLITUDE RELATIVE DES FACTEURS DE VARIATION DANS LE BASSIN DE JACA
- II.3.6. CONCLUSION
- CONCLUSION GÉNÉRALE
- RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 :** Localisation géographique de la zone étudiée. p. 12
- Fig. 2 :** Les facteurs de contrôle de l'enregistrement stratigraphique. p. 16
- Fig. 3 :** Trois manières de quantifier le niveau de la mer, avec : le niveau eustatique, le niveau relatif, la bathymétrie. p. 16
- Fig. 4 :** Schéma synthétique des différentes notions relatives au niveau marin et à l'accommodation. p. 17
- Fig. 5 :** Architecture d'une séquence de dépôt selon le "modèle EXXON", avec les différents cortèges de dépôt et les surfaces spécifiques. D'après Haq *et al.* (1987). p. 18
- Fig. 6 :** Addition de plusieurs ordres de variation du niveau relatif de la mer. Modifié de Guillocheau (1991). p. 19
- Fig. 7 :** Modèle de paraséquences : unités de progradation séparées par des surfaces d'inondation. D'après Van Wagoner *et al.* (1990). p. 21
- Fig. 8 :** Le Modèle de "paraséquence" de Plint : Réponse stratigraphique en domaine littoral à une chute de faible amplitude du niveau relatif de la mer. Extrait de Plint (1988). p. 22
- Fig. 9 :** Modèle de séquence génétique (Guillocheau, 1990) en réponse à un cycle de chute puis de remontée du niveau relatif de la mer. D'après Guillocheau *et al.* (1991). p. 23
- Fig. 10 :** Différents éléments morphologiques et sédimentaires liés au ravinement. Modifié de Swift et Thorne (1992). p. 24
- Fig. 11 :** Expression d'une unité génétique en milieu continental p. 25
- Fig. 12 :** Expression d'une unité génétique en domaine littoral à haute énergie. p. 25
- Fig. 13 :** Expression d'une unité génétique en milieu *offshore* proximal. p. 26
- Fig. 14 :** Superposition de cycles de variation du niveau relatif de la mer de fréquence et d'amplitude différentes. p. 26
- Fig. 15 :** Évolution, dans l'espace et dans le temps, du partitionnement (*partitioning*) des sédiments entre les domaines de *Shoreface* et de plaine côtière. Modifié d'après Cross (1988). p. 27
- Fig. 16 :** Schéma espace-temps d'une séquence de dépôt au sens de Galloway (1989), montrant l'évolution de la géométrie des unités génétiques (appelées par l'auteur : *simple depositional episodes*) et des types de systèmes sédimentaires dominants. Modifié d'après Galloway (1989). p. 28
- Fig. 17 :** Interprétation d'une coupe sédimentologique en termes de succession d'environnements de dépôt. Dessin inspiré de coupes du Brent décrites par R. Eschard (1989). p. 31
- Fig. 18 :** À gauche : diagramme de substitutions de faciès au sens de Homewood *et al.*, (1992) construit à partir des faciès identifiés sur la coupe de la figure 17. À droite : diagramme de substitutions de milieux de dépôt intégrant une plaine côtière (1), une lagune (2), un littoral (3), et un milieu marin ouvert (4). p. 31
- Fig. 19 :** Identification des unités génétiques à partir de la succession verticale des paléoenvironnements de dépôt. p. 32

- Fig. 20 :** Les trois motifs élémentaires d'empilement à l'échelle de plusieurs unités génétiques (progradant, rétrogradant et aggradant). Le motif d'empilement général établi sur une coupe à partir de l'analyse sédimentologique est décrit comme une succession de motifs élémentaires. p. 33
- Fig. 21 :** Calage relatif de deux coupes à partir de la description de leur motif général d'empilement. Le niveau de référence est la surface d'inondation maximale majeure. p. 34
- Fig. 22 :** Corrélation des motifs d'empilement élémentaires entre deux coupes à partir de l'horizon de référence. p. 34
- Fig. 23 :** Corrélation des unités génétiques à partir des limites de motifs élémentaires d'empilement. p. 35
- Fig. 24 :** Interprétation d'une coupe sédimentologique en termes d'environnements de dépôt. p. 36
- Fig. 25 :** Diagramme de substitutions de faciès pour le log sédimentologique de la figure 23, intégrant les environnements de plaine côtière, de baie, de littoral, d'embouchure, et de marin ouvert. p. 36
- Fig. 26 :** Trois motifs d'empilement possibles en fonction de la position réelle des faciès de plaine côtière (milieu B ou D sur la figure 24). p. 36
- Fig. 27 :** Différences de géométries des systèmes de remplissage de chenaux, selon qu'ils se forment au sein d'une tendance générale à la rétrogradation ou à la progradation. Extrait de Gardner (1991). p. 38
- Fig. 28 :** Application du modèle prédictif de stratigraphie séquentielle haute résolution à partir de données sur deux coupes. Adapté de Eschard *et al.* (1992, 1993). p. 39
- Fig. 29 :** Reconnaissance d'une montée du niveau relatif de la mer par l'identification d'un motif d'empilement rétrogradant. Il y a indétermination sur la cause — tectonique, eustatique ou composite — de cette remontée. p. 41
- Fig. 30 :** Les différentes causes de variations eustatiques classées selon qu'elles font varier le volume d'eau océanique ou le volume total des bassins. Synthèse d'après Donovan et Jones (1979), Miall (1984b), Einsele et Ricken (1991), Vail *et al.* (1991). p. 42
- Fig. 31 :** Représentation schématique des régimes de subsidence pour les principaux régimes de contraintes géodynamiques inter-régionaux. p. 45
- Fig. 32 :** Variations locales du niveau relatif de la mer liées à la cinématique de structures tectoniques. p. 47
- Fig. 33 :** Trois "ordres" de contrôle tectonique sur la topographie du substrat d'un bassin sédimentaire. C'est la surface résultant du jeu combiné de tous les phénomènes tectoniques qui sert de référence pour le niveau relatif de la mer. p. 48
- Fig. 34 :** Mode de formation et évolution d'un bassin d'avant-pays. p. 50
- Fig. 35 :** Différence de réponse à une alternance de phases de chevauchement et de quiescence selon qu'il est présumé une réponse élastique ou viscoélastique de la plaque mise en charge. Schémas synthétiques sans échelle d'après Flemings et Jordan (1990) pour le modèle élastique et Tankard (1986) pour le modèle viscoélastique. p. 51
- Fig. 36 :** Différents degrés de distorsion de la géométrie d'un bassin d'avant-pays par des structures chevauchantes. Modifié d'après Ricci Lucchi (1986). p. 52
- Fig. 37 :** Géométrie schématique du remplissage d'un bassin d'avant-pays. La dissymétrie du régime de subsidence et la prédominance des apports venant de la zone déformée par rapport à ceux venant du bombement externe contribuent à la dissymétrie du remplissage. p. 52
- Fig. 38 :** Évolution du bassin d'avant-pays en réponse à l'augmentation vers le craton chevauché de l'épaisseur de lithosphère. p. 53
- Fig. 39 :** Évolution du contrôle structural synsédimentaire selon que se développe une séquence de chevauchements rétrograde ou prograde. p. 54

- Fig. 40** : Comparaison de géométries de séquences de dépôt d'origine eustatique pour des profils de subsidence croissant vers le domaine distal (simulation d'une marge passive) et décroissant vers le domaine distal (simulation d'un avant-pays). D'après Jordan et Flemings (1991), fortement modifié. p. 55
- Fig. 41** : Comportements opposés entre des marges interne et externe d'un bassin d'avant-pays au cours de cycles de chevauchement et de quiescence, si l'on suppose une réponse élastique. Modèle inspiré de Jordan et Flemings (1991). p. 56
- Fig. 42** : L'ensemble des structures liées à l'orogénèse pyrénéenne. Modifié d'après Séguret (1972). p. 59
- Fig. 43** : Les grandes zones structurales des Pyrénées. D'après Séguret (1972), modifié. Le bassin de Jaca se trouve dans la partie centrale de la zone sud-pyrénéenne. p. 60
- Fig. 44** : Différents modèles pour la structure crustale des Pyrénées. a : Souquet *et al.* (1977), Boillot et Capdevilla (1977) - b : Williams et Fischer (1984) - c : Deramond *et al.* (1985) - d : Mattauer (1985), Séguret *et al.* (1985). D'après ECORS Team (1988). p. 61
- Fig. 45** : Modèle de la structure crustale actuelle des Pyrénées déduit de l'interprétation du profil ECORS Pyrénées par Desegaulx *et al.* (1990). Modifié d'après Desegaulx *et al.* (1990). p. 61
- Fig. 46** : Un effet du mouvement de rotation de la plaque ibérique : la coexistence au Santonien de régimes en extension et en compression, respectivement dans les parties occidentale et orientale de la chaîne. Extrait de Puigdefábregas et Souquet (1986). p. 63
- Fig. 47** : Coupes nord/sud (nord à droite) retraçant l'évolution géodynamique de la zone centrale des Pyrénées depuis le Crétacé inférieur. Schémas modifiés d'après Desegaulx *et al.* (1990). p. 64
- Fig. 48** : Les grandes unités tectoniques allochtones du versant sud-pyrénéen et les bassins syntectoniques associés. D'après Séguret (1972), modifié. p. 65
- Fig. 49** : Carte géologique du bassin de Jaca. Modifié de Puigdefábregas *et al.* (1975). p. 67
- Fig. 50** : Paléogéographie schématique de la partie orientale du bassin de Jaca lors du dépôt des Flyschs de Hecho et des mégaturbidites (Lutétien). Extrait de Labaume (1983). p. 71
- Fig. 51** : Relations lithostratigraphiques et chronostratigraphiques dans l'avant-pays sud-pyrénéen entre les bassins de Tremp-Graus et de Jaca-Pamplona. D'après Puigdefábregas (1975). p. 73
- Fig. 52** : Corrélation des principaux cycles sédimentaires du remplissage paléogène du bassin de Jaca (distingués d'après Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Mutti *et al.*, 1972 ; Puigdefábregas, 1975) avec les événements tectoniques majeurs ayant affecté le bassin (distingués d'après Soler et Puigdefábregas, 1970 ; Séguret, 1972 ; Puigdefábregas et Souquet, 1986). p. 76
- Fig. 53** : Emplacement de possibles structures profondes d'orientation sub-méridienne. Leur position est déduite de critères géomorphologiques et de l'interprétation de profils sismiques. p. 78
- Fig. 54** : Correspondance entre figures sédimentaires d'écoulements unidirectionnels et régimes hydrodynamiques. Modifié d'après Reineck et Singh (1980). p. 83
- Fig. 55** : Zonation en *ichnofaciès* (associations spécifiques de traces fossiles) prise comme référence au cours de ce travail. Modifié de Pemberton *et al.* (1992). p. 84
- Fig. 56** : Séquence-type des faciès dominés par l'hydrodynamique de houles de tempêtes, représentant la progradation d'une rampe de tempêtes dans un contexte à très faible énergie de houles permanentes. p. 119
- Fig. 57** : Séquence-type des faciès dominés par l'hydrodynamique de crues en environnement d'embouchure deltaïque. p. 123
- Fig. 58** : Séquence-type des faciès de crues remaniés par les houles dans un environnement de front de delta à réseaux en tresses. p. 126
- Fig. 59** : Séquence verticale *théorique* de facièstidaux. p. 128

- Fig. 60 :** Positions relatives des faciès dans les quatre types de systèmes sédimentaires reconnus dans la Formation des Grès de Sabiñánigo, avec : (a) - système de rampe de tempêtes basse énergie, (b) - système de delta à réseaux en tresses, (c) - système d'estuaire, (d) - système d'embouchure deltaïque. p. 133
- Fig. 61 :** Une possibilité de substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires identifiés dans les Grès de Sabiñánigo. Il existe un très grand nombre de combinaisons possibles..... p. 134
- Fig. 62 :** Hypothèse de substitutions latérales entre les quatre types de systèmes sédimentaires présents dans les Grès de Sabiñánigo. Chaque système est représenté par un profil longitudinal idéal depuis le domaine proximal jusqu'au domaine distal. Le milieu de référence choisi est ici la ligne de déferlement des houles. p. 135
- Fig. 63 :** Identification d'unités génétiques dans la coupe de *Yebra de Basa*, sans hypothèse sur les possibilités de substitutions latérales entre les systèmes sédimentaires. La série est subdivisée en ensemble cohérents au sein desquels l'analyse peut être faite en n'utilisant qu'un seul diagramme de substitutions de faciès. p. 136
- Fig. 64 :** Motif d'empilement général pour la coupe de *Yebra de Basa*. Le motif d'empilement est rapporté à une échelle relative entre un pôle proximal et un pôle distal. p. 137
- Fig. 65 :** Coupe schématique illustrant les rapports entre la partie supérieure du Flysch de Hecho (Lobe de Jaca-Fiscal, selon Mutti *et al.*, 1988), les Marnes de Larrés ou Marnes d'Arro-Fiscal, et les Grès de Sabiñánigo (en noir). Modifié de Remacha *et al.* (1987). p. 140
- Fig. 66 :** Localisation des coupes dans les Grès de Sabiñánigo. p. 141
- Fig. 67 :** Vue aérienne oblique en direction du nord-est des Grès de Sabiñánigo au-dessus du village de *Yebra de Basa*. p. 143
- Fig. 68 :** Géométrie générale des faciès gréseux dans les Grès de Sabiñánigo entre les coupes de *Sobas* et de *Barranco de las Gargantas*. p. 145
- Fig. 69 :** Corrélation des surfaces d'inondation maximale d'unités génétiques dans les Grès de Sabiñánigo entre les coupes de *Sobas* et *Barranco de las Gargantas*. p. 147
- Fig. 70 :** Paléogéographie schématique de la bordure nord-orientale du bassin de Jaca lors du dépôt des Grès de Sabiñánigo (extrême base du Bartonien). p. 148
- Fig. 71 :** Exemple de limitation de la méthode de corrélation par l'analyse du motif d'empilement des unités génétiques dans le terme supérieur des Grès de Sabiñánigo. Le schéma du haut montre la géométrie établie dans un premier temps en se fondant sur le motif d'empilement de la partie supérieure des coupes. Le schéma du bas montre la géométrie finale obtenue après corrélation pas à pas des unités génétiques, avec un contrôle par les panneaux de photos obliques. p. 149
- Fig. 72 :** Position des principales coupes mesurées dans la bordure sud du bassin. p. 152
- Fig. 73 :** Vue générale vers l'est du synclinal de Belsué et de l'anticlinal de Gabardiella depuis la Sierra del Aguila (sommet de l'anticlinal d'Arguis). p. 153
- Fig. 74 :** Vue générale vers l'ouest du synclinal d'Arguis et de l'anticlinal de Bentué de Rasal depuis la Sierra del Aguila (sommet de l'anticlinal d'Arguis). p. 153
- Fig. 75 :** Coupe verticale simplifiée des dépôts de l'Éocène supérieur entre les anticlinaux de Gabardiella à l'est et de Bentué de Rasal à l'ouest. Section établie d'après la corrélation des coupes et la cartographie des faciès. p. 155
- Fig. 76 :** Quatre mécanismes possibles de formation des anticlinaux à partir de deux niveaux de rhéologies différentes : anticlinaux de rampes — latérales ou frontales (1) ; plis de détachement de type *lift-off folds* (2) pouvant évoluer en structures d'expulsion verticale ou *pop-up structures* (3) ; plis halocinétiques (4). p. 157
- Fig. 77 :** Illustration de la complexité du diachronisme de la déformation à l'aide de la géométrie des premiers dépôts deltaïques. p. 159

- Fig. 78** : Géométrie schématique des dépôts d'embouchures (tous faciès confondus) dans le synclinal de Belsué. p. 161
- Fig. 79** : Géométrie schématique des dépôts d'embouchures (tous faciès confondus) dans le synclinal d'Arguis. p. 162
- Fig. 80** : Plan de position des sections sismiques utilisées au cours de cette étude. Les sections représentées en traits gras sont celles illustrées dans les paragraphes suivants. Fond de carte géologique simplifié de Puigdefábregas *et al.* (1975). p. 165
- Fig. 81** : Description du puits San Vicente I utilisée pour l'interprétation stratigraphique des sections sismiques. Modifié de Lanaja *et al.* (1987). p. 166
- Fig. 82** : Section nord-sud à travers le synclinorium du río Guarga du sud-ouest de Sabiñánigo au nord d'Arguis. Les pointés stratigraphiques ne sont qu'indicatifs en raison de l'absence de données de puits précises. p. 167
- Fig. 83** : Section est-ouest au centre du synclinorium du río Guarga. p. 171
- Fig. 84** : Carte en isohypses temps doubles de l'horizon sismique attribué au toit des Calcaires de Guara. p. 173
- Fig. 85** : Carte en isohypses temps doubles de l'horizon sismique attribué au toit des Grès de Sabiñánigo. p. 175
- Fig. 86** : Carte en isopaques temps doubles de l'intervalle situé entre le toit des Calcaires de Guara et le toit des Grès de Sabiñánigo. p. 177
- Fig. 87** : Schéma illustrant la disposition en éventail de l'ensemble des structures de la bordure sud du bassin. p. 179
- Fig. 88** : Une explication possible des structures de la bordure méridionale du bassin : l'effet de la rotation en sens horaire d'une nappe de couverture en réponse à l'avancée de l'Unité Sud-Pyrénéenne Centrale. p. 180
- Fig. 89** : Représentation schématique des trois ordres majeurs de cyclicité dans les migrations longitudinales de la ligne de rivage, d'après l'observation des géométries des dépôts deltaïques du bassin de Jaca. p. 184
- Fig. 90** : Courbes d'évolution dans le temps de l'accommodation établies par D. Granjeon pour les six coupes de référence des Grès de Sabiñánigo. Légèrement modifié de Granjeon (1993). p. 185
- Fig. 91** : Comparaison des courbes d'évolution de l'accommodation après retrait des dérives linéaires propres à chaque coupe (*cf* figure précédente). Légèrement modifié de Granjeon (1993). p. 185
- Fig. 92** : Similitude du motif d'empilement entre les Grès de Sabiñánigo (coupe du *Barranco de Gabardue*) et les premiers dépôts deltaïques de la bordure sud du bassin (base de la coupe de *Lúsera*). p. 186
- Fig. 93** : Géométrie schématique des premiers dépôts deltaïques dans la région de Lúsera (bordure sud du bassin). p. 189
- Fig. 94** : Géométrie schématique selon une coupe est-ouest de la série turbiditique dans la partie nord du bassin avant déformation. Modifié de Fontana *et al.* (1989 ; d'après Mutti *et al.*, 1988). p. 190
- Fig. 95** : Différentes interprétations des relations stratigraphiques entre les Flyschs de Hecho et les formations carbonatées du bassin de Jaca. (a) d'après Labaume, (1983) ; (b) d'après Mutti *et al.*, (1988) ; (c) d'après Puigdefábregas, (1975). p. 191
- Fig. 96** : Coupes schématiques nord/sud illustrant les relations entre l'évolution structurale du bassin de Jaca et son remplissage marin. Dessin sans échelle. Pour plus de clarté, les structures à l'intérieur du bassin n'ont pas été représentées. p. 193

- Fig. 97** : Position stratigraphique des systèmes sédimentaires d'embouchures deltaïques, de rampes de tempêtes et d'estuaires dans la partie inférieure des Grès de Sabiñánigo entre les coupes de *Sobas* et de *El Mullón*. p. 197
- Fig. 98** : Tableau illustrant le type de système sédimentaire dominant en fonction de la superposition de deux ordres de cyclicité eustatique de faible amplitude. p. 197
- Fig. 99a à 99d** : Illustration des causes de la distribution sélective des systèmes sédimentaires en fonction de variations eustatiques à haute fréquence. p. 199
- Fig. 100** : Changements de types de systèmes sédimentaires dans les Grès de Sabiñánigo entre la période régressive d'un groupement régressif-transgressif d'unités génétiques et la période d'aggradation (inversion de tendance régression-transgression) de ce même groupement. p. 200
- Fig. 101** : géométrie générale des dépôts d'embouchures dans la bordure sud du bassin de Jaca..... p. 202
- Fig. 102** : Effet d'amortissement syntectonique de la topographie générée par les anticlinaux. Le taux de sédimentation élevé "efface" en permanence la topographie structurale. p. 202
- Fig. 103** : Modèle expliquant les "sauts" de limite de faciès à travers un synclinal, sans faire intervenir une diminution de la vitesse de création d'accommodation régionale. p. 204
- Fig. 104** : Comparaison des géométries des prismes d'embouchures isolés sur le flanc ouest de l'anticlinal d'Arguis selon qu'ils sont associés au système deltaïque majeur qui prograde vers l'ouest (ce qui est le cas), ou qu'ils résulteraient de la progradation d'un système indépendant..... p. 205
- Fig. 105** : Modèle de contrôle des taux de formation et de préservation des faciès d'embouchures par la croissance d'un anticlinal au cours d'un cycle élémentaire de variation eustatique se superposant à une subsidence régionale. p. 206
- Fig. 106** : Passage latéral de faciès purement carbonatés à l'ouest, à des faciès silicoclastiques à l'est..... p. 208
- Fig. 107** : Position des courants d'arrachement (*rip currents*) sur une côte actuelle dentelée. Extrait de McKenzie (1958). p. 209
- Fig. 108** : Transition d'une forme en feuillet à une forme en coin dans le terme supérieur des Grès de Sabiñánigo. La distorsion de la géométrie et le confinement sont attribués à un effet de soulèvement de la charnière d'un anticlinal situé plus au sud..... p. 210
- Fig. 109** : Explication du changement sédimentologique et géométrique observé dans la partie supérieure des Grès de Sabiñánigo..... p. 211
- Fig. 110** : Influence de la croissance d'un anticlinal sur le taux de préservation des différentes familles de faciès. La montée de l'anticlinal se superpose ici à une subsidence régionale qui permet le dépôt et la préservation de sédiments sur la charnière. p. 212
- Fig. 111** : Illustration de la variation latérale d'expression sédimentologique des unités génétiques en fonction du cadre stratigraphique et structural. p. 214
- Fig. 112** : Comparaison de deux coupes de la partie supérieure de la série deltaïque situées de part et d'autre de la charnière de l'anticlinal d'Arguis. p. 215
- Fig. 113** : Corrélation de deux logs synthétiques de la série deltaïque éocène entre les bordures nord et sud du bassin..... p. 216
- Fig. 114** : Schémas synthétiques résumant les domaines d'action respectifs des variations eustatiques et tectoniques sur la nature, la géométrie et l'emplacement des corps gréseux dans un système deltaïque de bassin d'avant-pays..... p. 218
- Fig. 115** : Illustration de la disproportion d'amplitude des variations d'accommodation entre eustatisme et déformations tectoniques à courte et grande longueur d'ondes. p. 219

MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Universite de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). **Epuisé**
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'archéen les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). **85F.**
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sedimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). **Epuisé**
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl., (1985). **55F.**
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli". Segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). **Epuisé**
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). **55F.**
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge Protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). **Epuisé**
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). **Epuisé**
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemples des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Petrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl., (1986). **Epuisé**
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). **120 F.**

N°11 - J.S. SALIS - Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000 70.000 BP dans la chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., 1 carte hors-texte (1987). 90F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., 1 tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., 1 tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfures a Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistere). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl., (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD - La marge austroalpine durant la collision alpine évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE - Granites tardi carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab., (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL - Traitement numérique d'image appliqué a l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab., (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée a un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab., (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD** - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig., (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS** - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl., (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H** - Contribution a l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl., (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE** - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl., (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND** - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl., (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE** - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl., (1990). 130F.
- N°40 - M. AUDIBERT** - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET** - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions Précambriennes et Paléozoïques du Trégor. (Massif Armoricaïn) . 261 p., 80 fig., 19 tabl., (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE** - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl., (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET** - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl., (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD** - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur., (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER** - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tabl., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur., (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil), 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur, (1992). 300F.
- N° 47 - 5. TOURPIN - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale 185 p., 53 fig., 23 tabl., (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab., (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT - Injection dans les réservoirs magmatiques Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Brieuç, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl., (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte, (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN - Pétrogenèse des granites de collision post- épaisissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Éoène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.

BON DE COMMANDE

à retourner à : Mme FALAISE

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et Documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France)
Tél : 99.28.60.80 Fax : 99.28.67.80

NOM
ORGANISME
ADRESSE

Veuillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Veuillez établir votre chèque au nom de Monsieur l'Agent Comptable
de l'Université de Rennes I et le joindre à votre bon de commande.

Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

2ème trimestre 1994

Résumé

Le propos du travail présenté ici est de montrer les influences respectives de l'eustatisme et de la tectonique sur l'enregistrement stratigraphique d'une série deltaïque dans un bassin d'avant-pays. L'étude a reposé principalement sur l'interprétation en stratigraphie séquentielle haute résolution de données de terrain, acquises dans le bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles, Province de Huesca).

Il est présenté en premier lieu une synthèse faisant l'état des connaissances sur la méthode d'étude, c'est à dire la stratigraphie séquentielle, sur le problème posé, soit les influences relatives de la tectonique et de l'eustatisme sur l'enregistrement stratigraphique, et enfin sur le cadre géologique régional de bassin de Jaca.

La première partie de l'étude proprement dite a été une interprétation sédimentologique des dépôts de l'Eocène supérieur du bassin de Jaca. Il est proposé une description exhaustive de tous les faciès sédimentaires, avec leur interprétation en termes de mécanismes de dépôt et de milieux de sédimentation. L'analyse des associations verticales préférentielles de faciès a permis de mettre en évidence l'existence de quatre grands types de systèmes sédimentaires : des rampes de tempêtes à basse énergie, des deltas de piémont à réseaux en tresses, des deltas "vrais" à dominante d'hydrodynamique fluviale, et des systèmes d'estuaires et de replats de marées.

L'existence de différents types de systèmes sédimentaires a conduit à établir plusieurs diagrammes de substitution de faciès, qui ont servi de base aux interprétations en stratigraphie séquentielle haute résolution.

Faisant suite à l'établissement du cadre sédimentologique, est abordé le problème de la reconstitution des géométries stratigraphiques à toutes les échelles. Il est montré une description à très haute résolution (résolution verticale inférieure à un mètre) d'une formation deltaïque de la bordure nord du bassin -les Grès de Sabinanigo-et une reconstitution à haute résolution, à partir des affleurements de la bordure sud. Les résultats de cette approche géométrique ont conduit à proposer une modification de la démarche d'analyse en stratigraphie séquentielle haute résolution dans un contexte à très fort contrôle structural synsédimentaire, en privilégiant la corrélation par dénombrement des unités stratigraphiques plutôt que la corrélation de tendances évolutives.

Il est présenté ensuite les résultats de l'étude de données de sismique, avec une discussion sur la géométrie générale des dépôts éocènes dans le bassin, et la proposition d'un modèle expliquant la genèse d'une série d'anticlinaux d'axe méridien dans la bordure sud du bassin.

La compréhension du cadre sédimentologique et des géométries a permis de répondre à la question initiale de la distinction des influences respectives de la tectonique et de l'eustatisme. Il est montré que chaque ordre de variation allocyclique enregistré dans la série peut être rapporté à un phénomène précis (tectonique ou eustatique). Il est mis en évidence la superposition d'au moins deux ordres de variation eustatique à haute (quelques dizaines de milliers d'années) et moyenne (quelques centaines de milliers d'années) fréquences. Les amplitudes de ces variations seraient de l'ordre de quelques mètres. Ces variations eustatiques contrôlent l'architecture haute résolution de la série et provoquent des modifications rapides dans le temps de la nature des systèmes sédimentaires.

Il est montré par ailleurs l'influence d'au moins deux ordres de variations tectoniques : des mouvements à courte longueur d'onde (plis, failles) qui contrôlent la géométrie et l'emplacement des corps sédimentaires, et un mouvement de moyenne à grande longueur d'onde (flexuration du bassin), qui détermine la variation à long terme dans le temps et l'espace de la position des systèmes de dépôt. Cette déformation régionale est capitale, dans la mesure où elle permet à tous les autres facteurs de contrôle d'être enregistrés, par la création permanente d'accommodation.

Mots clés :

Sédimentologie de faciès, Stratigraphie séquentielle, Bassin d'avant-pays, Sud-Pyrénées, Eocène supérieur, Deltas.