



HAL
open science

Escarpement de faille synsédimentaire. Perturbation des écoulements gravitaires sous-marins et détermination de la cinématique des failles

Stéphane Pochat

► **To cite this version:**

Stéphane Pochat. Escarpement de faille synsédimentaire. Perturbation des écoulements gravitaires sous-marins et détermination de la cinématique des failles. Minéralogie. Université Rennes 1, 2003. Français. NNT: . tel-00003937v2

HAL Id: tel-00003937

<https://theses.hal.science/tel-00003937v2>

Submitted on 10 Dec 2003

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.

N° d'ordre : 2864

THESE

Présentée

DEVANT L'UNIVERSITE DE RENNES 1

pour obtenir

Le grade de **DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE RENNES 1**

Mention Sciences de la Terre

Par

POCHAT Stéphane

Équipe d'accueil : **Géosciences Rennes**

École doctorale **Sciences de la Matière**

Composante universitaire **UFR Structure et Propriétés de la Matière**

Titre de la thèse :

<p>ESCARPEMENT DE FAILLE SYNSEDIMENTAIRE : Perturbation des écoulements gravitaires sous-marins et détermination de la cinématique des failles</p>

Soutenue le 19 Juin 2003 devant la commission d'examen

Composition du Jury

Thierry Mulder	Rapporteur
Pascal Allemand	Rapporteur
Antonio Benedicto	Examineur
Stéphane Raillard	Examineur
François Guillocheau	Examineur
Jean Van Den Driessche	Directeur de thèse

A mes deux Michels,
A la Pïe Bavarde,
Au Grand Barde,
Aux autres Bienheureux
M'entourant sous ces ciëux,
ET à tout les Miens
Des autres ciëux loïntains.

Pour toi, mon amour
Pour toi, mon fils

Résumé

Le mouvement des failles synsédimentaires peut induire la création d'escarpement pendant la sédimentation dont l'importance est analysée selon deux aspects:

(1) Impact sur les écoulements gravitaires sous-marins (Grés d'Annot)

Des escarpements d'une hauteur décimétrique/métrique perturbent les écoulements sous-marins en favorisant (a) les érosions, le transit sédimentaire, et le dépôt des levées turbiditiques sur l'escarpement, (b) la transformation d'écoulement hyperconcentré en un écoulement turbulent et la localisation de faciès spécifique au pied des escarpements, (c) une canalisation des écoulements de débris parallèlement aux failles.

(2) Cinématique des failles synsédimentaires.

L'intégration des escarpements permet (a) une meilleure compréhension de la part des variations des apports sédimentaires et des variations du déplacement de la faille, à l'origine des variations d'épaisseur des strates de croissances et (b) d'accéder à la lithologie des dépôts à partir des données sismiques.

Abstract

Growth fault movement can induce fault scarp creation during the sedimentation whose importance is analyzed according to two aspects:

(1) Impact on subaqueous sedimentary density flows (Annot Sandstone formation).

Decimetre-to-metric height fault scarp can strongly perturb subaqueous flows (a) by located erosions, transit, and turbiditic levees deposit on the escarpment, (b) by the transformation from hyperconcentrated density flow to turbiditic flow with localization of specific facies at each scarp position (c) by debris-flow canalization along the fault.

(2) Determination of growth fault kinematics with seismic data.

Fault scarps integration gives the possibility (a) of a better understanding of the respective influence between sediment supply variation and fault displacement variation on the growth strata thickness variation and (b) makes it possible to determine main deposits lithology directly starting from seismic data.

Table des matières

Introduction	7
Partie 1 : Impact des escarpements de faille synsédimentaire sur les écoulements gravitaires sous-marin	11
A : Approche bibliographique	13
<i>Chapitre 1 : Notion générale sur les écoulements gravitaires sous-marins</i>	15
<i>Chapitre 2 : Impact d'un obstacle sur les écoulements gravitaire sous-marins</i>	33
B : Cas d'étude : La formation des Grés d'Annot (Fin Eocène) (SE France)	63
<i>Chapitre 3 : Présentation des caractéristiques générales de la formation des Grés d'Annot</i>	65
<i>Chapitre 4 : Analyse structurale de la zone de Tête Ronde</i>	73
<i>Chapitre 5 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical décimétrique</i>	81
<i>Chapitre 6 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical métrique à décamétrique</i>	95
<i>Chapitre 7 : Conclusion</i>	161
Partie 2 : Détermination de la cinématique des failles synsédimentaires	167
<i>Chapitre 8 : Introduction</i>	169
<i>Chapitre 9 : How reliable are growth strata in interpreting short-term (10's to 100's ka) growth structures kinematics?</i>	175
<i>Chapitre 10 : Using T-Z plots as a graphical method to infer lithological variations from growth strata</i>	195
<i>Chapitre 11 : A simple method to determine sand-shale ratios from the seismic analysis of growth faults. Example from late Oligocene to early Miocene Niger delta deposits</i>	209
Conclusion générale	233
Références bibliographiques	239
Annexe : Identification of Permian paleowinds direction from wave-dominated lacustrine sediments (Lodeve basin, France)	255

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les escarpements de failles observables à la surface de la Terre résultent de multiples incréments de déplacement, voire d'un mouvement continu sur ces failles. Les déplacements instantanés, que traduisent les séismes majeurs, ne dépassent pas quelques mètres et en conséquence, les escarpements associés également. En d'autres termes, la valeur des déplacements et donc la hauteur des escarpements « incrémentaux » de faille s'échelonne depuis le millimètre, voire moins, à quelques mètres.

L'érosion, le transport et le dépôt de sédiment sont des processus dont la continuité dépend, comme en ce qui concerne le fonctionnement des failles, des échelles de temps et d'espace considérées. Strictement parlant, le plus petit « incrément de sédimentation » correspond à la taille des grains à déposer. Cette taille est très variable, du micromètre (argile) à quelques mètres, voire dizaines de mètres (éboulis). Dans le cas d'écoulements gravitaires sous-marins, l'épaisseur des niveaux élémentaires, c'est-à-dire qui peuvent être considérés comme résultant d'un « événement sédimentaire » est de l'ordre du mm à quelques mètres. L'épaisseur de ce qui peut être considéré finalement comme un « incrément de sédimentation » varie ainsi de quelques mm (dépôt turbiditique) à quelques mètres (écoulement de débris).

Les vitesses de déplacement moyennées sur les failles sont de l'ordre de 10^{-1} à 10^1 mm/an. En contexte tectonique extensif, les vitesses de sédimentation moyennées sur les mêmes périodes sont du même ordre.

Autrement dit, dans le cas de failles normales se développant pendant le dépôt d'écoulements sous-marins, la tectonique et la sédimentation « oeuvrent » dans les mêmes gammes d'échelles d'espace et de temps. On peut s'attendre, en conséquence, à ce que processus de déformation et processus de sédimentation interagissent fortement à ces échelles.

La répercussion qu'ont les séismes à la surface du globe sur la sédimentation continentale, à partir en particulier de la réorganisation des réseaux de drainage, est évidente. Dans le domaine marin, rares sont les travaux qui se sont intéressés à l'influence des failles sur la dynamique de la sédimentation aux échelles incrémentales telles que considérées ici.

C'est l'objet de ce travail, et ceci pour une raison fondamentale : les perturbations provoquées par la présence d'escarpements de faille sur les écoulements gravitaires sous-marins sont susceptibles d'entraîner une répartition spécifique des faciès sédimentaires. En retour, l'identification de ces faciès permet de contraindre plus précisément la cinématique des failles, et la dynamique de la sédimentation.

Ces deux aspects présentent un intérêt majeur pour la recherche pétrolière, en particulier en ce qui la répartition sable/argile (« net-to-gross ratio ») dans les séries détritiques marines et la qualité des réservoirs potentiels. Les gisements pétroliers de dépôts sous-marins constituant à l'heure actuelle un champ d'investigation en pleine expansion, ce projet a été financé et mené en collaboration avec la compagnie Total Fina Elf.

Ce mémoire s'organise en deux parties :

La première partie s'intéresse à *l'impact des escarpements de faille synsédimentaires sur les écoulements gravitaires sous-marins*. Elle est constituée par une revue bibliographique sur la dynamique des écoulements de densité sous-marins, puis par une analyse sédimentologique d'un exemple dans une série turbiditique, la formation des Grès d'Annnot , dans les Alpes de Haute-Provence.

La seconde partie concerne la *détermination de la cinématique des failles synsédimentaires*. Elle se présente sous forme de trois articles soumis à publication. Les deux premiers s'intéressent à une méthode d'analyse, le troisième consiste dans un test de cette méthode, à partir de données sismiques et de données de puits, sur un exemple de faille synsédimentaire dans le delta du Niger.

Partie 1 :

**Impact des escarpements de failles synsédimentaires sur les
écoulements gravitaires sous-marins**

A : Approche bibliographique
: Présentation générale des écoulements gravitaires sous-marins et
influence des obstacles sur la dynamique des écoulements

Chapitre 1 : Notion générale sur les écoulements gravitaires sous-marins

Chapitre 1 : Notion générale sur les écoulements gravitaires sous-marins

Les écoulements gravitaires sous-marins sont des écoulements gravitaires dont le mouvement résulte de la différence de densité entre le mélange fluide/sédiment et le fluide ambiant. Ces écoulements sont de nature complexe mélangeant parfois au sein du même événement des processus laminaires et turbulents. Les phénomènes de turbulences demeurent à l'heure actuelle le champ de la mécanique des fluides le moins compris (Munson *et al.* 2000) et il est évident qu'une présentation complète des écoulements de densité sous-marins, tenant compte de toutes les variations de leurs propriétés et de leurs répercussions possibles sur les faciès déposés, est un problème plus vaste que l'objet de ce travail.

Aussi ne seront énoncées que les propriétés majeures des écoulements de densité qui permettent de comprendre les interactions possibles entre ces écoulements et la topographie du fond marin.

1. Propriétés physiques des écoulements gravitaires sous-marins

Les propriétés physiques majeures des écoulements gravitaires peuvent être caractérisées par 2 nombres sans dimension : (1) le nombre de Reynolds (Re), (2) le nombre de Froude (Fr) (cf. Munson *et al.* 2000).

(1) Le nombre de Reynolds (Re) mesure le rapport des forces d'inertie sur la viscosité agissant sur le fluide.

$$Re = \frac{\rho V l}{\mu} \quad (1)$$

où ρ correspond à la densité du fluide, V est la vitesse de l'écoulement, l est la longueur caractéristique, et μ représente la viscosité cinématique apparente. Il permet de distinguer un écoulement laminaire d'un écoulement turbulent.

Si $Re \ll 1$, la viscosité est dominante, l'écoulement est visqueux, si $Re < 500$, l'écoulement devient laminaire, si $500 < Re < 2000$, l'écoulement est considéré comme transitoire, enfin si $Re > 2000$, l'écoulement devient totalement turbulent. Dans un écoulement laminaire les particules en mouvement ont un déplacement aléatoire dans deux dimensions. Dans un écoulement turbulent ce type mouvement devient mineur, il est supplanté par des mouvements tourbillonnaires dans les trois dimensions de l'espace. La taille de ces tourbillons peut varier de la molécule à celle de l'épaisseur de l'écoulement. Du fait de ce mouvement en 3D, la contrainte cisailante à la base d'un écoulement turbulent (Contrainte de Reynolds) est toujours plus importante que celle d'un écoulement laminaire, pouvant impliquer une plus grande capacité à éroder le substrat.

(2) Le nombre de Froude (Fr) mesure le rapport des forces d'inertie sur les forces de gravité agissant sur le fluide. Cette grandeur est importante pour les écoulements où la gravité est prépondérante :

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gl}} \quad (2)$$

où v est la vitesse de l'écoulement, g est accélération de la gravité, l est la longueur caractéristique de l'écoulement. Si $Fr < 1$, l'écoulement est dit subcritique, si $Fr=1$, l'écoulement est dit critique, si $Fr > 1$, l'écoulement est dit supercritique ou rapide. Pour les écoulement gravitaires sous-marin dont le mouvement dépend en grande partie de la différence de densité avec le fluide ambiant, le nombre de Froude réduit Fr' ou nombre de Froude interne (Baines 1985) est aussi utilisé :

$$Fr' = \frac{\bar{U}}{\sqrt{dg'}} \quad (3)$$

\bar{U} est la vitesse moyennée en profondeur du courant, d représente une échelle de longueur caractéristique normalisé à l'épaisseur du courant, $g' = \frac{\rho - \rho_a}{\rho_a} g$ correspond à la gravité réduite ou g est l'accélération de la gravité, $\rho - \rho_a$ est la différence de densité entre le fluide ambiant et le courant, ρ_a est la densité du fluide ambiant. Le nombre de Froude interne est souvent utilisé pour décrire le comportement d'un écoulement face à un obstacle de petite taille.

2. Anatomie générale d'un écoulement gravitaire sous-marin

Cette description simplifiée de l'anatomie d'un courant de densité est issue de la revue bibliographique de Kneller & Buckee (2000). Malgré les grandes variations pouvant exister entre la morphologie d'écoulements différents (écoulement de débris/écoulement turbiditique s.s.), les écoulements de densité peuvent généralement se décomposer en deux partie distinctes : la tête de l'écoulement et le corps, celui-ci intégrant la queue.

2.1. La tête de l'écoulement

La dynamique de la tête est déterminante pour celle de l'écoulement dans son ensemble. Du fait des fluctuations importantes de vitesse, liées au phénomènes de turbulences pouvant dépasser de 50% la vitesse propre de l'écoulement (U_{max} , fig.1), la tête est le siège potentiel de l'érosion la plus importante. (Allen 1971, Middleton 1993). Elle peut se caractériser par un nez en suspension dont la formation est la conséquence de la différence entre la résistance au glissement du niveau inférieur et

la résistance à la friction du niveau supérieur de l'écoulement (fig. 1). L'arrière de la tête est marqué par le développement d'importants tourbillons transversaux à la direction de l'écoulement (vortex transverses) (fig. 1).

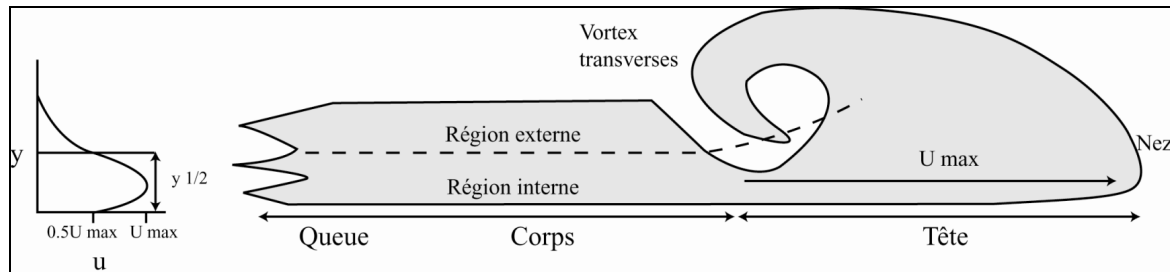


Figure 1 : Morphologie schématique et profil de vitesse idéal, d'un écoulement gravitaire sous-marin (modifiés d'après Alexander & Morris (1994) et Kneller & Buckee (2000)).

Bien que le mouvement d'un écoulement gravitaire soit une conséquence de la gravité, l'augmentation de la pente a une faible influence sur la vitesse de propagation de la tête. En effet, l'augmentation des forces gravitaires est contrebalancée par les forces de friction au niveau de la limite supérieure de l'écoulement qui induisent ainsi un accroissement de la taille de la tête plutôt que son accélération. Du fait des phénomènes turbulents, la tête est le siège d'un mélange intense avec le fluide ambiant surtout à l'arrière des vortex transverses. Middleton (1966b) montre que le mouvement du fluide et des particules au front de la tête est divergent et entraîne le déplacement du fluide ambiant. L'importance du mélange augmente avec le nombre de Reynolds. Un écoulement laminaire incorpore moins de fluide ambiant qu'un écoulement turbulent.

2.2. Le corps de l'écoulement

En règle générale, le corps des écoulements de densité est le moins bien connu car il est souvent masqué par les particules en suspension lors des expériences analogiques (Kneller & Buckee 2000).

Cependant Ellison & Turner (1959) le décrivent comme une région à vitesse constante possédant un niveau interne dense. Le mélange avec le fluide ambiant (niveau externe) est assuré par d'importants phénomènes turbulents qui croissent en fonction de l'augmentation de la vitesse du corps. Cette vitesse, contrairement à la tête, dépend de la pente. Ainsi le corps est souvent de 30 à 40 % plus rapide que tête. Cette différence se matérialise par une incorporation du matériel issu du corps de l'écoulement en direction de la tête qui accentue ainsi la croissance de la hauteur de la tête. Le corps peut se décomposer en deux parties majeures (Kneller & Buckee 2000):

(1) le corps s.s. est la région interne à gradient de vitesse positif, dont l'épaisseur est deux fois moins importante que la région externe (fig. 1).

(2) une région externe moins dense et plus mélangée à gradient de vitesse négatif (fig. 1).

Le corps de l'écoulement est marqué par de forts mouvements advectifs dans la direction du courant dont la vitesse peut être supérieure de 40 % à la vitesse moyenne de l'écoulement, c'est-à-dire équivalente voire supérieure à la vitesse des turbulences de la tête de l'écoulement. De même que la tête, le corps joue aussi un rôle important dans l'érosion et l'entraînement des sédiments du fait de l'intensité des turbulences internes et des fortes contraintes de cisailantes qui en résultent.

Une caractéristique importante des courants de densité sous-marins est, que bien que sujet à de nombreux mouvements internes, ils possèdent généralement un gradient de concentration verticale (Kneller & Buckee 2000). Ce gradient de concentration peut être schématisé par une partition entre un niveau basal dense surmonté d'une région moins dense, moins concentré en sédiment. Cependant un grand nombre de modèles de distribution de sédiments ont été proposés (Kneller & Buckee 2000). Les plus simples considèrent deux niveaux avec un maximum de concentration proche de la zone de vitesse maximum (U_{max} , fig. 1). Les plus complexes dépendent de la concentration en sédiments (Kneller & Buckee 2000). Par exemple, si les courants sont faiblement concentrés, faiblement dépositaires, ils seront faiblement stratifiés, avec un gradient de concentration qui diminuera fortement à partir de la zone de vitesse maximale. Si les courants sont érosifs ou à forte capacité d'entraînement au niveau de la limite supérieure, les grains fins seront uniformément distribués sur tout le profil alors que les grains grossiers seront concentrés dans la partie basale.

3. Nature et évolution des écoulements gravitaires sous-marins

La majorité des études sur la dynamique des écoulements gravitaires sous-marins décrivent l'évolution des écoulements à l'échelle d'un bassin sédimentaire, de la source à la zone la plus distale c'est-à-dire à des échelles de distance pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres (e.g. Allen 1971, Parker *et al.* 1986, Normark & Piper 1991, Praston *et al.* 2000). Ce sont sur ces distances qu'ont été envisagées les conséquences des transformations des écoulements en termes de faciès déposés (e.g. Bouma 1962, Allen 1970, Lowe 1982, Stow & Piper 1984, Lowe 1988, Middleton & Neal 1989, Mutti 1992).

3.1. Paramètre d'accélération des écoulements gravitaires sous-marins

Selon Kneller (1995) les modèles de dépôts les plus utilisés comme ceux de Bouma (1962) ou de Lowe (1982) représentent une vision restrictive des écoulements car ils ne correspondent qu'à des écoulements unidirectionnels en ralentissement. Ces modèles ne sont pas adaptés pour l'étude de l'impact d'une topographie locale sur un écoulement gravitaire sous-marin. Kneller (1995) montre

que le comportement des écoulements sous-marins est déterminé par leurs paramètres d'accélération temporelles et spatiales.

$$\partial u / \partial t \quad (4)$$

où u est le vecteur vitesse aval en un point (fig. 2a). Si $\partial u / \partial t = 0$, l'écoulement est dit stable (fig. 2a). Si $\partial u / \partial t > 0$, l'écoulement est en accélération (fig. 2a). Si $\partial u / \partial t < 0$, l'écoulement est en ralentissement (fig. 2a). Pour ces deux derniers cas, l'écoulement est considéré comme non stable (fig. 2a). L'accélération temporelle est contrôlée par la nature même de l'écoulement [Kneller, 1995 #30].

L'accélération spatiale est décrite par le rapport :

$$u \partial u / \partial x \quad (5)$$

où x est la longueur d'écoulement aval (fig. 2b). Si $u \partial u / \partial x = 0$, l'écoulement est dit uniforme (fig. 2b). Si $u \partial u / \partial x > 0$, l'écoulement est en accumulation (fig. 2b). Si $u \partial u / \partial x < 0$, l'écoulement est en déplétion (fig. 2b). Pour ces deux derniers cas, l'écoulement est considéré comme non uniforme (fig. 2b). Les changements du vecteur vitesse dans l'espace sont contrôlés par la morphologie du fond marin.

L'accélération totale d'une particule d'un écoulement est alors donnée par :

$$du/dt = \partial u / \partial t + u \partial u / \partial x \quad (6)$$

Les écoulements en déplétion peuvent prendre naissance aux débouchés de canyons sous-marins ou de chenaux et se traduisent par des lignes d'écoulements divergentes (fig. 3a). Un écoulement en déplétion peut aussi traduire une diminution de la pente soit au niveau des ruptures de pente, soit contre des topographies en obstruction par rapport à la direction de l'écoulement (fig. 3a).

Les écoulements en accumulation caractérisent des zones où l'écoulement est canalisé par des obstacles comme des topographies associées à des failles normales ou des diapirs, ce qui entraîne des lignes d'écoulements convergentes (fig. 3b) ou des zones montrant une augmentation locale de la pente comme lors du franchissement d'une levée turbiditique (fig. 3b).

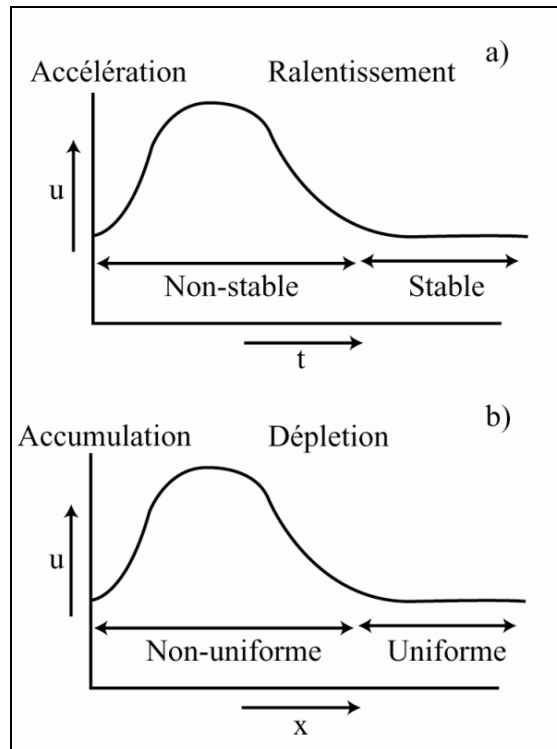


Figure 2 : Décomposition de l'accélération u d'un écoulement en fonction a) du temps d'écoulement t (accélération temporelle) et b) de la distance d'écoulement (accélération spatiale) (modifiée d'après Kneller & Branney (1995)).

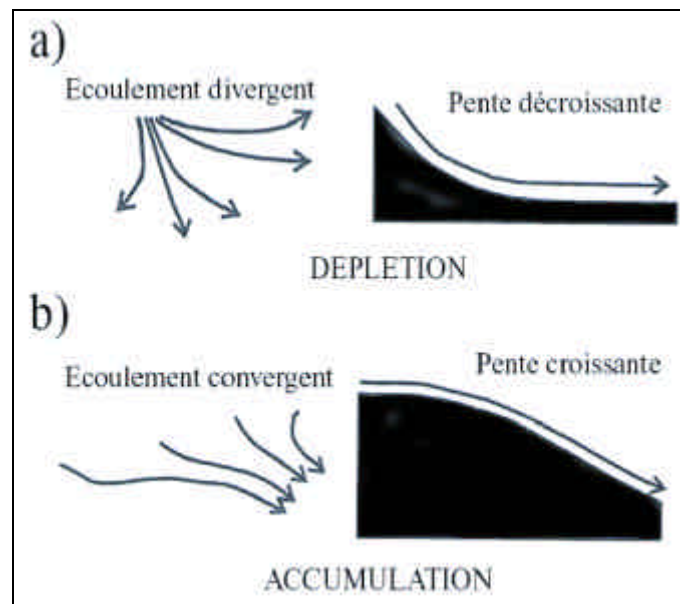


Figure 3 : Influence de la morphologie du fond marin sur l'accélération spatiale des écoulements : a) un espace d'écoulement plus large (ligne d'écoulement divergente) ou une pente décroissante implique un écoulement en déplétion b) un espace d'écoulement plus restreint (ligne d'écoulement convergente) ou pente croissante implique un écoulement en accélération (modifiée d'après Kneller (1995)).

Kneller (1995) fait l'hypothèse que les variations de faciès entre deux points donnés résultent de l'interaction entre d'une part de la dynamique propre des écoulements (accélération temporelle) et d'autre part la morphologie du fond marin (accélération spatiale). Par exemple, les faciès déposés des dépôts massifs, mal classés montrant de nombreuses figures d'injection d'eau et des bases non érosives planes traduiront des écoulements en ralentissement et en déplétion (fig. 4). Par contre si, l'écoulement est stable et uniforme, les dépôts seront dominés par des figures tractives (fig. 4). Enfin un écoulement, en accélération et en accumulation, se traduira soit par des faciès de transit avec un fort amalgame soit même par un niveau érosif (fig. 4).

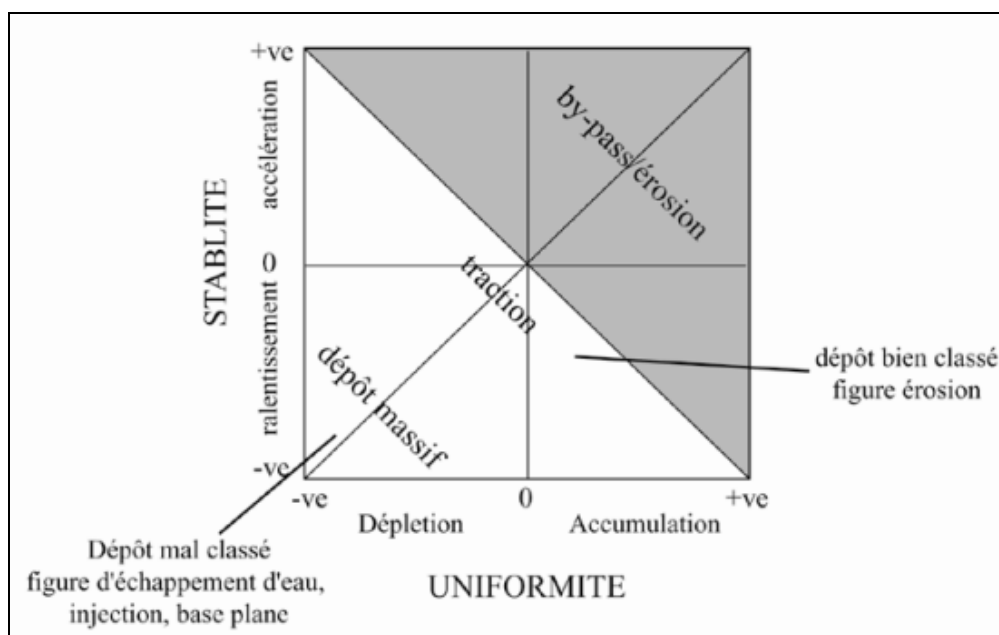


Figure 4 : Evolution schématique des faciès déposés en fonction de l'accélération u de l'écoulement gravitaire (modifiée d'après Kneller (1995)).

3.2. Transformation des écoulements gravitaires sous-marins

Cependant le point le plus délicat de l'étude Kneller (1995) est le fait qu'elle n'intègre pas les transformations potentielles des écoulements comme par exemple la transition entre un écoulement laminaire et un écoulement turbulent (Fisher 1983). Ces transformations sont pourtant un facteur de premier ordre dans le contrôle du type de faciès déposé (ex : séquence de Lowe (Lowe 1982) ou faciès de Mutti (Mutti 1992)).

Ces transformations sont dépendantes de la concentration en particules, de l'épaisseur de l'écoulement et de sa vitesse en relation avec la pente. Selon Fisher (1983) il existe quatre types majeurs de transformation de l'écoulement pendant son temps de transport (fig. 5) : (1) la

transformation de corps (2) la transformation gravitaire (3) la transformation de surface (4) la transformation par élutriation.

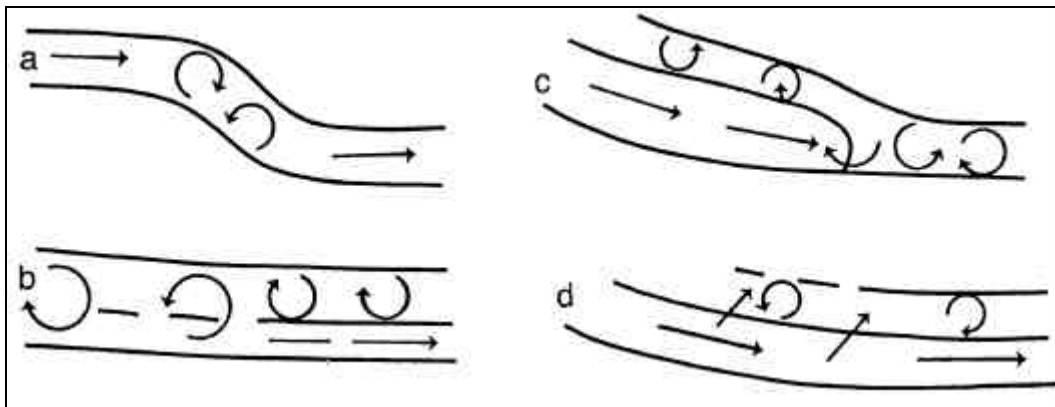


Figure 5 : Les 4 types de transformation majeurs des écoulements gravitaires pendant leurs temps de transport : a) transformation de corps, b) transformation gravitaire, c) transformation de surface d) transformation par élutriation (d'après Fisher (1983)).

(1) La transformation de corps de l'écoulement est une conséquence de l'accélération spatiale de l'écoulement (passage sur une topographie) et se fait sans addition ou perte de fluide interstitiel (fig. 5a) liée par exemple au de l'écoulement à l'aplomb d'une topographie.

(2) La transformation gravitaire correspond à la ségrégation des particules par gravité dans l'écoulement turbulent qui induit la création d'une zone basale à écoulement laminaire de haute concentration et une zone sommitale plus diluée, de nature turbulente (fig5b). Cette transformation est envisagée pour expliquer le passage de faciès tractif, grossier caractérisant un écoulement laminaire à la base pouvant évoluer vers des faciès fins caractérisant des écoulements plus turbulents au sommet (fig. 6).

(3) La transformation de surface correspond à l'intégration d'eau ambiante sur le sommet d'un écoulement de haute concentration, soit lors d'un saut hydraulique (rupture de pente) ou soit sous le nez de l'écoulement. Cette incorporation induit une dilution de l'écoulement et donc la séparation en une partie turbulente et une partie laminaire (fig. 5c). Ce type de transformation est invoqué par Hampton (1972) pour expliquer la formation des écoulements turbulents associés aux écoulements de débris.

(4) La transformation par élutriation correspond à l'évacuation des particules fines par un mouvement vertical orienté vers le haut du fluide basal dense. Cette transformation produit une phase sommitale moins dense, de nature plus turbulente (fig. 5d). Ce processus est à rapprocher du processus de « flow-stripping » décrit par (Piper & Normark 1983)] pour expliquer l'évacuation des particules fines au dessus des levées turbiditiques et la concentration des particules les plus grossières dans le chenal.

Il faut noter que ces différents mécanismes peuvent se produire en même temps au même endroit ou évoluer de l'un vers l'autre dans le temps et dans l'espace (Fisher 1983).

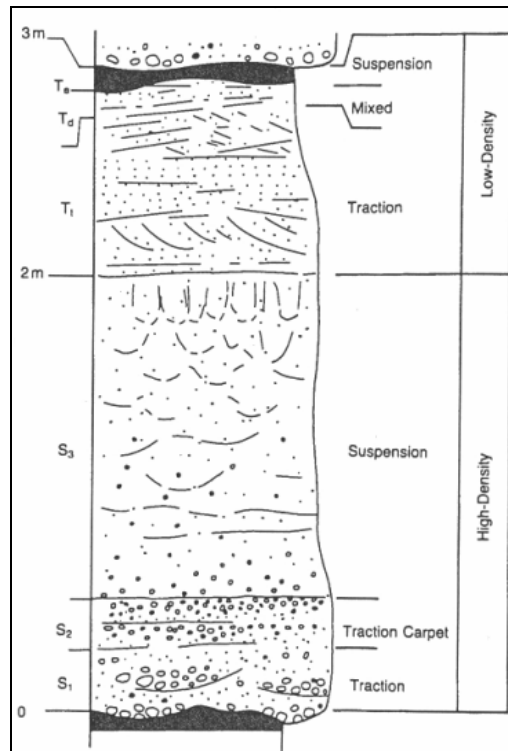


Figure 6 : Séquence de Lowe montrant à la base des faciès caractéristiques d'un écoulement laminaire (« traction and traction carpet ») évoluant vers le sommet à un écoulement plus dilué de nature plus turbulente (« low-density »). Cet ensemble peut caractériser un seul événement de dépôt (d'après Lowe (1982)).

3.3. Caractéristiques physiques des écoulements gravitaires sous-marins

Cependant pour une analyse complète des écoulements de densité sous-marins et des faciès associés, il faut non seulement prendre en compte les paramètres d'accélération de l'écoulement ainsi que les transformations qu'il subit lors de son évolution d'amont en aval mais aussi la nature variable des propriétés physiques qui les gouvernent.

Ainsi Mulder & Alexander (2001a) proposent un schéma des principales propriétés physiques des différents types d'écoulements de densité sous-marins et des faciès possibles des dépôts associés. Les principales propriétés physiques sont la cohésion des particules, la durée de l'écoulement, la concentration en sédiment et les mécanismes de support des particules. Ces mécanismes font intervenir (1) la contrainte matricielle qui caractérise la cohésion entre les grains (en particulier dans les écoulements cohésifs), (2) la flottabilité, (3) la pression de pores, (4) les interactions entre les

grains qui induisent le phénomène de pression/dispersion, (5) la contrainte de Reynolds (liée aux phénomènes de turbulence), et (6) le mouvement des particules sur le fond.

3.3.1. Les écoulements cohésifs

Les écoulements, dont les mécanismes de support dominant des particules sont la contrainte matricielle et la pression de pores, sont des écoulements cohésifs de type écoulement de débris ou écoulement boueux (écoulement laminaire) (fig. 7). Ces écoulements peuvent se déplacer sur de longues distances du fait de l'absence de frottement à la base de l'écoulement (« hydroplaning »). Les écoulements cohésifs se déposent soit en masse (phénomène de « freezing ») (Lowe 1982, Postma 1986) soit par accumulation de bouffées successives (Major 1997). Du fait de l'absence de frottement, ces écoulements sont faiblement voire non érosifs (Mohrig *et al.* 1998, Mohrig *et al.* 1999).

La rhéologie de l'écoulement implique une désorganisation générale des dépôts, qui se traduit généralement par l'absence d'un tri granulométrique bien défini. Cependant la présence d'une fabrique sédimentaire (alignement de clastes) est possible soit à la base de l'écoulement, soit sur ses marges voire à l'intérieur de l'écoulement, ce qui pourrait être une conséquence de la succession de bouffées dans l'écoulement (Major 1997). Néanmoins du fait de la forte teneur en argile et des phénomènes de remobilisation post-dépôt, l'identification de plusieurs bouffées voire de plusieurs événements successifs par l'analyse des faciès reste à ce jour toujours problématique (Major 1997).

3.3.2. Les écoulements non cohésifs

Si la contrainte matricielle est très faible à nulle, les écoulements sont non cohésifs (fig. 7).

Les écoulements hyperconcentrés

Si la flottabilité et les interactions entre grains sont dominantes, les écoulements sont dits hyperconcentrés (Mulder & Alexander 2001a) (fig. 7). Comme les écoulements précédents, ils se déplacent sans frottement significatif à la base (« hydroplaning »). Cette catégorie regroupe les courants de turbidités de haute concentration ou haute densité voire les écoulements de débris sableux (e.g. Kuenen 1966, Middleton 1967, Middleton & Hampton 1976, Shanmugam 2002).

Les dépôts d'écoulement hyperconcentrés sont généralement massifs, de granulométrie de silt à gravier, sans érosion à la base, sans granoclassement ou à granoclassement inverse (Nichols 1995, Lowe & Guy 2000). Le granoclassement inverse est lié à la faible vitesse de la partie basale de l'écoulement et au régime d'écoulement laminaire. La présence de particules cohésives dans l'écoulement peut induire la création de nombreuses structures de liquéfaction, de fluidification et d'échappement d'eau, ainsi que des déformations internes (slumps) et des phénomènes de charge. Les dépôts peuvent présenter de grands clastes d'argiles flottés, de nombreux blocs rigides ou déformés (plissés).

Les écoulements concentrés

Lorsque les phénomènes de turbulence commencent à être aussi importants que les interactions entre grains et que la flottabilité, les écoulements sont considérés comme concentrés (Mulder & Alexander 2001a) (fig. 7). Ces écoulements sont plus dilués que les écoulements précédents. La base de l'écoulement peut être caractérisée par un transport intense de sédiments (particules de granulométrie de grossier à gravier) formant un tapis de traction (fig. 8). Dans la partie inférieure de l'écoulement, la concentration de sédiments étant très importante, l'écoulement se comporte comme un écoulement hyperconcentré (laminaire) (fig. 8). À l'inverse, la partie supérieure est sujette à une incorporation d'eau qui favorise le mélange et donc une diminution de concentration permettant la création de turbulences (fig. 8). Un écoulement concentré constitue donc un écoulement stratifié (fig. 8). Il peut exister un fort découplage entre les différentes parties de l'écoulement (Piper & Normark 1983, Masson 1994). Ce fractionnement de l'écoulement engendre des écoulements secondaires dont les caractéristiques peuvent être différentes de celle de l'écoulement original.

Les dépôts d'écoulements concentrés se caractérisent par une base fortement érosive surmontée par un ensemble massif à sable ou gravier constituant une séquence Ta de Bouma (fig. 9) (Bouma 1962) ou une séquence S1-S2 de Lowe (Lowe 1982) (fig. 6). La présence d'un granoclassement inverse unique ou répétitif est possible (e.g. Lowe 1982, Postma *et al.* 1988, Pickering *et al.* 1989, Hiscott 1994, Sohn 1995, 1997, Sohn 2000). L'origine de ce classement inverse est à relier soit à des variations dans les conditions de mouvement, soit à des apports sédimentaires variables pendant l'écoulement (Hand 1997), ou encore à des pulsations de l'écoulement ou des bouffées turbulentes (Hiscott 1994).

Si la partie basale de l'écoulement montre une faible concentration en sédiments et si la durée de vie de l'écoulement est suffisamment longue, des figures de traction (e.g. rides, mégarides, antidunes) peuvent se développer (e.g. Lowe 1982, Cremer 1983, Savoye *et al.* 1993, Migeon 1997, Morris *et al.* 1998). La partie supérieure et la queue de l'écoulement étant de nature plus turbulentes, les dépôts associés se caractérisent par des dépôts de type séquence Tc-e sur le sommet (Bouma 1962) (fig. 9).

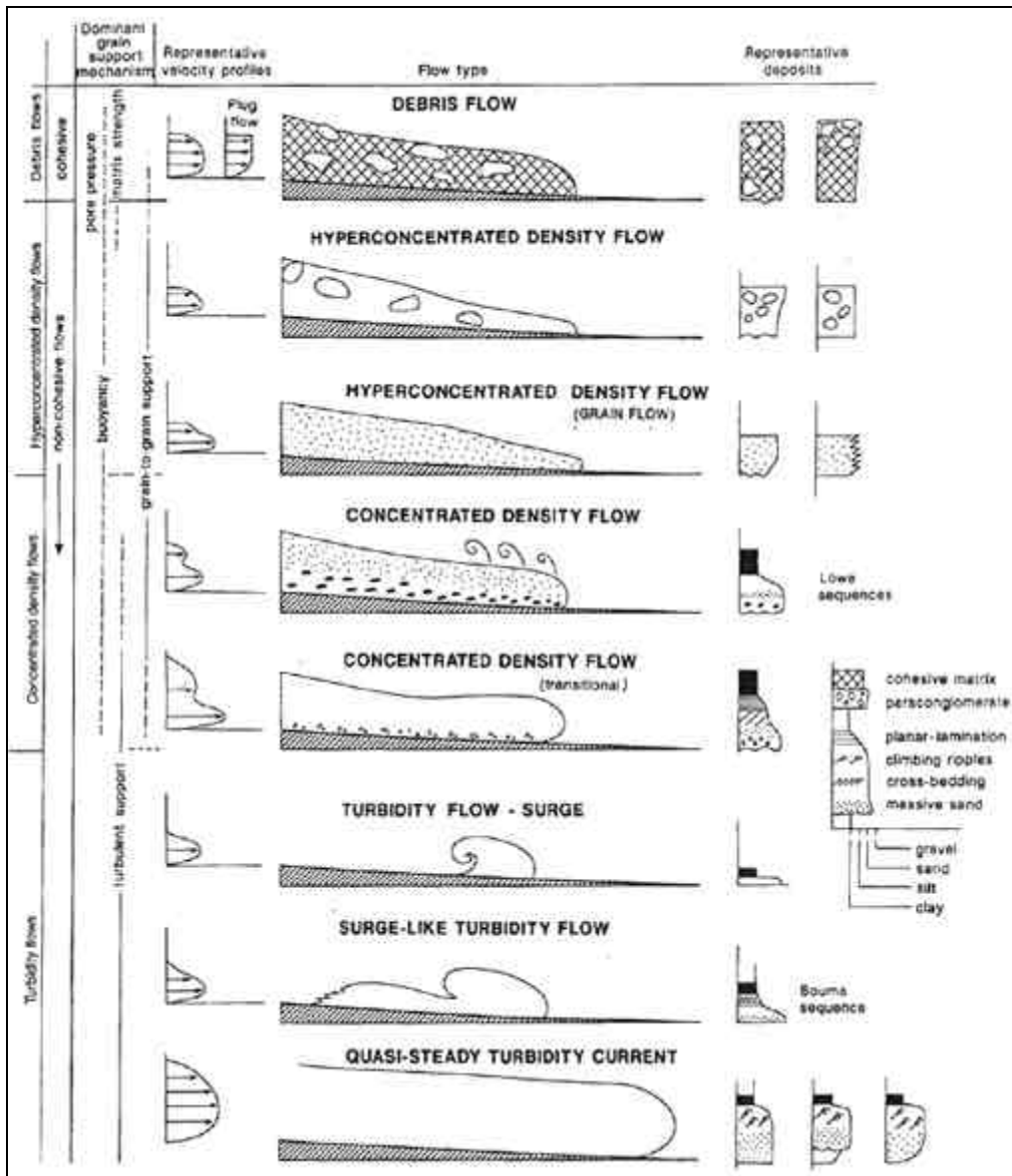


Figure 7 : Diagramme schématique définissant les différentes catégories d'écoulements gravitaires sous-marins indiquant le mécanisme de support des particules dominant, la forme idéalisée des écoulements, un profil de vitesse type, ainsi qu'un log schématique des dépôts correspondants (modifié d'après Mulder & Alexander (2001a)).

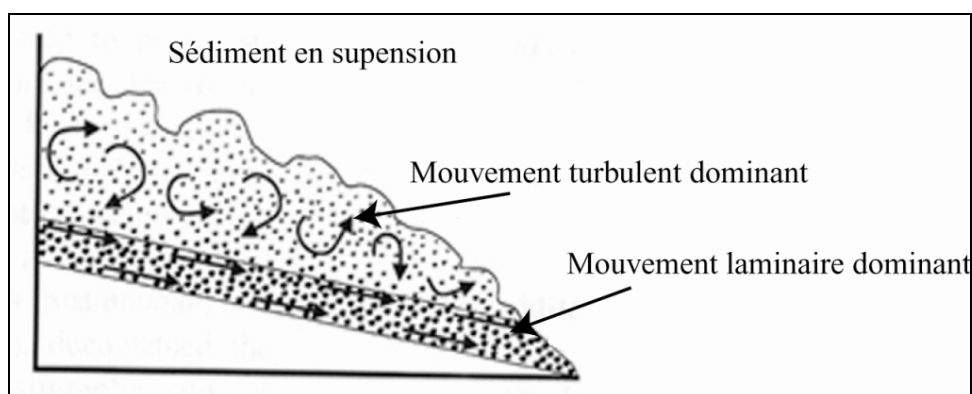


Figure 8 : Écoulement concentré stratifié avec une partie basale au mouvement laminaire, une partie supérieure au mouvement turbulent, et une partie sommitale correspondant à un nuage de sédiments en suspension (modifié d'après Shanmugam (2002)).

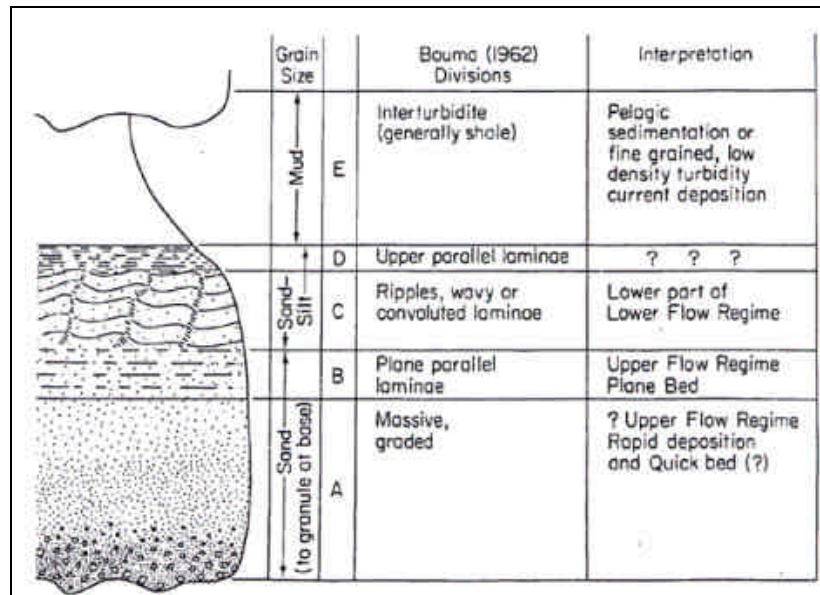


Figure 9 : Structure d'une séquence idéale de dépôt issue d'un écoulement turbiditique sableux en déplétion et ralentissement : la séquence de Bouma (d'après Bouma (1962)).

Les écoulements turbiditiques

Si les phénomènes de turbulences agissent seuls ou sont prépondérants, l'écoulement correspond à un courant de turbidité s.s. (Mulder & Alexander 2001a) (fig. 7). Le seuil maximum de concentration en sédiments pour que les turbulences soient le mécanisme principal de transport correspond à 9% du volume total de l'écoulement (Bagnold 1962).

Il est encore possible de diviser les écoulements turbulents suivant la durée de l'écoulement en (1) flots turbiditiques instantanés (tête unique), (2) flots turbiditiques de plus longue durée (tête et corps) et (3) écoulements turbiditiques quasi-constant (corps dominant) (fig. 7) (Mulder & Alexander 2001a). La différence entre ces 3 écoulements tient essentiellement dans la diminution du temps de la phase d'accélération temporelle (Kneller 1995).

Mulder & Alexander (2001a) notent que la première catégorie d'écoulement représente des phénomènes très rares.

Les flots turbiditiques de longue durée peuvent produire des dépôts correspondant aux séquences Tb-d (fig. 9) de Bouma (Bouma 1962). L'érosion est possible à la base de l'écoulement si le courant subit une accélération par augmentation du gradient de pente. Le volume total de sédiments transporté par ce type d'écoulement est très réduit. L'épaisseur des dépôts sera faible sauf si la zone

de dépôt est très restreinte ou la magnitude de l'écoulement très élevée (Rothwell *et al.* 1992). Dans tous les cas, l'épaisseur du dépôt sera toujours faible par rapport à l'épaisseur de l'événement. Seuls les événements les plus constants sur un certain temps, associés avec un corps d'écoulement mieux développé, pourront créer des structures sédimentaires bien définies.

Les écoulements turbiditiques quasi-constants correspondent aux écoulements hyperpicnaux (Mulder & Alexander 2001a). Ces écoulements se forment à l'embouchure des rivières par différence de densité entre le mélange eau/sédiment et l'eau ambiante lors d'épisodes de crues intenses. Ces courants se propagent directement dans le bassin. Ces phénomènes peuvent être continus sur des périodes variant de quelques heures à plusieurs mois (Mulder & Syvitski 1995, 1996). Les dépôts associés peuvent correspondre à des séquences Tb-d (fig. 9) (Bouma 1962) évoluant d'une zone à granoclassement inverse surmontée par une unité à granoclassement normal, vers un dépôt de type similaire mais possédant un intervalle épais à granulométrie uniforme. Cette granulométrie uniforme est liée à la stabilité de l'accélération temporelle du courant (Kneller & Branney 1995).

Les dépôts hyperpicnaux peuvent aussi correspondre à des dépôts où la partie granocroissante est partiellement voire totalement érodée. L'accroissement du taux d'érosion interne apparaît dans les positions proximales. Lorsque l'écoulement est stable et en déplétion (Kneller 1995), les dépôts peuvent contenir des rides chevauchantes (courant constant de faible vitesse associé à un taux de sédimentation important). Si la charge sédimentaire décroît ces rides sont remplacées par des rides asymétriques (i.e. lamination entrecroisée). Il est important de noter que la concentration en sédiment ainsi que la vitesse d'écoulement des courants hyperpicnaux sont faibles (Mulder & Alexander 2001a).

3.4. Conclusion

Les 4 grandes catégories d'écoulement et les principales caractéristiques des dépôts associés sont résumées dans le tableau 1. L'analyse de faciès que nous conduirons par la suite sera basée sur la classification proposée par (Mulder & Alexander 2001a).

Nature de l'écoulement	Nature générale des dépôts
Écoulement cohésif (écoulement boueux, écoulement de débris)	Dépôt en masse ou par bouffées successives, absence d'érosion basal, organisation chaotique, large répartition granulométrique (présence de blocs de taille plurimétriques), faible granoclassement, absence de structure interne, concentration localisé de clastes.
Écoulement de densité hyperconcentré	Dépôts par bouffées successives, faible érosion basal, faible granoclassement voire granoclassement inverse (tapis de traction), dépôt massif, structure d'échappement d'eau (cheminée), clastes de grandes tailles (argileux) et blocs exotiques souvent déformés (plissés) ou non déformés.
Écoulement de densité concentré	Base érosive, forte granulométrie (gravier), dépôt massif (séquence S1-S2 de Lowe ou Ta de Bouma), répétition granoclassement inverse (1-10 cm d'épaisseur), structures tractives (rides, dunes, antidunes), Proportion Ta importante. Dépôt nuage de mélange/queue de l'écoulement = Séquence Tc-e ou Td-e directement sur Ta de Bouma.
Écoulement turbiditique	Érosion basal possible, granulométrie inférieur à sable grossier, possibilité granoclassement inverse, Séquence Tb-d, Tc-e ou Td-e, rides chevauchantes, rides asymétriques (stratification entrecroisée), lamination plane parallèle (séquence Tb).

Tableau 1 : Principales catégories d'écoulements et caractéristiques majeures des dépôts associés selon (Mulder & Alexander 2001a).

Il est important de noter que chaque catégorie d'écoulement constitue un continuum en termes de variation des propriétés physiques et tout écoulement peut posséder plusieurs caractéristiques en même temps et changer de caractéristiques au cours de son transport (Mulder & Alexander 2001a).

Par exemple un écoulement hyperconcentré peut se transformer progressivement en un écoulement concentré par entraînement de fluide et dilution. Ce même écoulement concentré, de nature supercritique, toujours par entraînement de fluide et incorporation de sédiments par érosion se transformera en écoulement partiellement turbulent. Lors de son arrivée sur une pente plus faible ou par élargissement du canyon dans lequel il circule, cet écoulement deviendra déplétif et sub-critique, et se transformera en écoulement totalement turbulent (Mulder & Alexander 2001a). Cette évolution des écoulements correspond au schéma d'évolution proposé par (Mutti 1992) (fig. 10).

Malgré d'importantes controverses concernant la traduction des faciès de dépôts en terme des propriétés physiques des écoulements (e.g. Kneller & Buckee 2000, Mulder & Alexander 2001a,

Shanmugam 2002, Dasgupta in press), les écoulements de densité sous-marins constituent un excellent point d'approche pour analyser l'impact des escarpements de failles synsédimentaire.

En effet ils correspondent à des processus dynamiques, de nature variée, mélangeant par exemple des écoulements laminaires et turbulents dans le même événement. Et comme nous allons le voir dans le chapitre suivant, ils se caractérisent aussi par une extrême sensibilité à la présence de topographies sous-marines et ceci quelle que soient l'ampleur de ces dernières (e.g. Komar 1971, Pantin & Leeder 1987, Kneller *et al.* 1991, Edwards 1993, Alexander & Morris 1994, Lane-Serff *et al.* 1995, Kneller & McCaffrey 1999, Kneller & Buckee 2000, Mulder & Alexander 2001b).

Ainsi, nous pouvons nous attendre à ce que les escarpements de failles synsédimentaire puissent avoir un fort impact sur la dynamique de ces écoulements et la nature des faciès déposés.

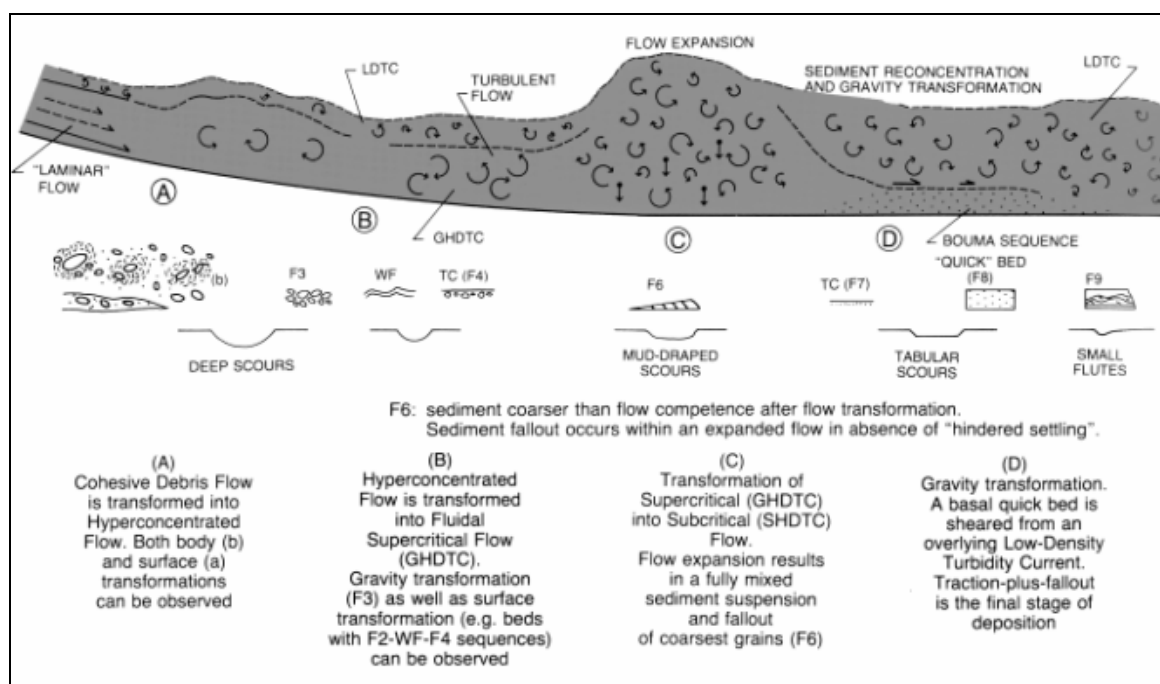


Figure 10 : Schéma évolutif montrant les transformations d'un écoulement gravitaire le long de son parcours, d'amont en aval suivant une pente progressive idéale. L'écoulement passe d'une nature cohésive à une nature totalement turbulente (d'après (Mutti 1992)).

Chapitre 2 : Impact d'un obstacle sur les écoulements gravitaires sous-marins

Chapitre 2 : Impact d'un obstacle sur les écoulements gravitaires sous-marins

Le comportement d'un écoulement gravitaire sous-marin en présence d'un obstacle est influencé par les paramètres propres de l'écoulement (Kneller 1995, Kneller & Branney 1995). C'est-à-dire : (1) son épaisseur, (2) la granulométrie des sédiments qu'il transporte, (3) l'importance des mouvements verticaux, conséquence de l'existence des phénomènes de turbulence, (4) sa stratification en densité, (5) sa durée de vie et (6) son paramètre d'accélération temporelle.

L'importance de l'obstacle est déterminée par le rapport entre sa hauteur et l'épaisseur de l'écoulement (soit la tête ou la queue de l'écoulement), sa forme (linéaire ou arrondie) et son orientation par rapport à la direction de l'écoulement.

En fonction de la nature de l'écoulement et de son état d'énergie, l'obstacle modifiera de façon variable le paramètre d'accélération spatiale de l'écoulement. Ce paramètre est le facteur déterminant dans les processus de dépôt. Il est un facteur prépondérant dans le contrôle de la répartition des faciès, de la granulométrie des dépôts, de la géométrie des corps sédimentaires (Kneller & Buckee 2000).

En fonction de l'orientation de l'obstacle par rapport à la direction de l'écoulement, nous pouvons définir trois secteurs majeurs : un secteur amont en opposition par rapport à la direction de propagation de l'écoulement, un secteur correspondant à l'obstacle lui-même et un secteur aval qui ne fait pas opposition à la propagation de l'écoulement.

1. Caractéristiques des perturbations en amont de l'obstacle

1.1. Approche théorique et expérimentale

Les paramètres de contrôle fondamentaux de l'impact d'un obstacle sur les écoulements sont le propre état d'énergie de l'écoulement et la hauteur de l'obstacle.

Lane-Serff *et al.* (1995) montrent que l'énergie cinétique de l'écoulement, qui s'exprime par le nombre de Froude (Fr), contrôle la capacité de franchissement d'obstacle. Pour un nombre de Froude $Fr = 0.5$ un écoulement ne peut franchir un obstacle de taille 1,6 fois supérieure à son épaisseur, par contre pour un nombre de Froude $Fr = 1,5$, il pourra franchir un obstacle de près de 3 fois son épaisseur. D'autres études expérimentales donnent un seuil maximum de franchissement correspondant à une taille de l'obstacle inférieure de 1,5 fois l'épaisseur de la tête de l'écoulement sans préciser l'importance de l'état d'énergie de l'écoulement (Muck & Underwood 1990).

Plus généralement pour un obstacle de taille identique, un écoulement de forte énergie aura une capacité de franchissement plus importante qu'un écoulement de faible énergie si la hauteur de

l'obstacle est inférieure à celle d'écoulement (fig. 11a et fig. 11c). Si l'obstacle est en 3D, pour un écoulement de faible énergie, la partie basse de l'écoulement contournera l'obstacle, et seule la partie turbulente pourra le franchir.

Par contre pour un même état d'énergie et à partir d'une certaine hauteur de l'obstacle, l'écoulement ne peut plus passer par dessus celui-ci quelle que soit son état d'énergie (fig. 11b et fig. 11d). Plus l'écoulement sera énergétique, plus il sera réfléchi contre l'obstacle (fig. 11d). S'il est d'une plus faible énergie, la partie haute pourra être réfléchi contre l'obstacle, la partie basse le contournera (Kneller & McCaffrey 1999).

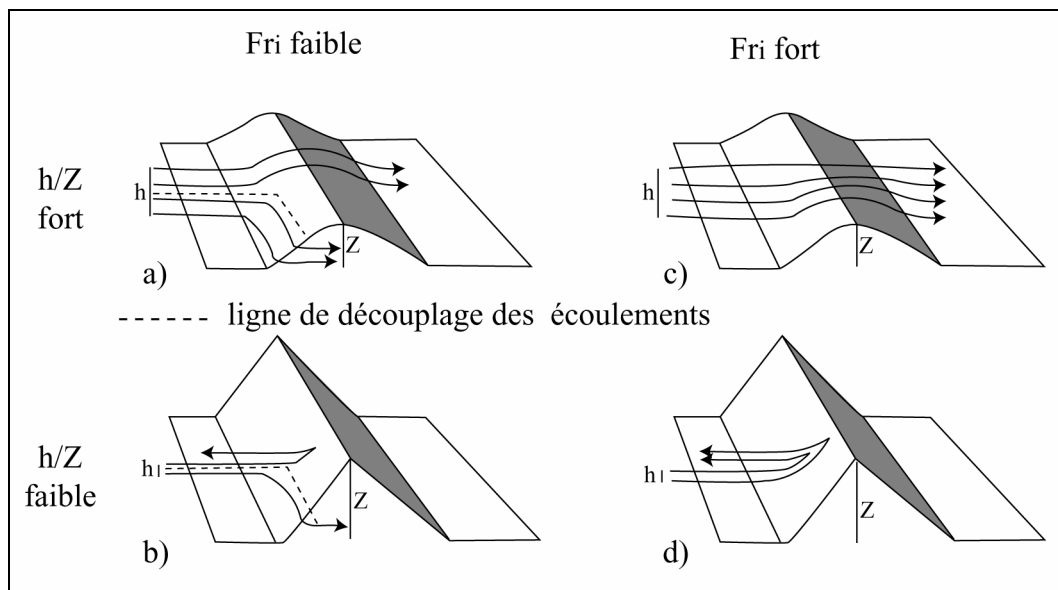


Figure 11 : Effet du nombre de Froude interne (énergie cinétique de l'écoulement) et du rapport de l'épaisseur de l'écoulement (h) sur la taille de l'obstacle (Z) sur la capacité de franchissement d'un écoulement gravitaire (modifié d'après Kneller & McCaffrey (1999)).

Si l'obstacle est beaucoup plus élevé que la hauteur de la tête du courant, l'écoulement subit un écrasement parallèlement aux bords de l'obstacle qui s'accompagne d'un giclement par dessus celui-ci pouvant atteindre 2 fois l'épaisseur de la tête (fig. 12A). Il s'en suit une réflexion totale sous la forme d'un saut hydraulique (fig. 12A) (e.g. Pantin & Leeder 1987, Rottman & Simpson 1989, Kneller *et al.* 1991, Edwards 1993, Alexander & Morris 1994, Edwards *et al.* 1994, Kneller 1995). Un saut hydraulique correspond à une expansion de l'épaisseur de l'écoulement qui s'accompagne de la diminution de la contrainte cisailante à la base de l'écoulement ainsi que de la vitesse de l'écoulement (diminution de 50%) (Komar 1971, 1973, Garcia & Parker 1989, Garcia 1993). Un saut hydraulique se forme lorsque le régime de l'écoulement passe d'un état supercritique ($Fr > 1$) à un état subcritique ($Fr < 1$).

Pour les courants en ralentissement, ce saut hydraulique reste stationnaire dans l'espace si l'angle entre le courant initial et l'obstacle est important. Dans ce cas, le dépôt sera localisé au pied de l'obstacle. Par contre un courant plus stable dans le temps provoquera une migration vers l'amont de ce saut hydraulique. En conséquence, les dépôts seront moins importants au pied de l'obstacle (Alexander & Morris 1994).

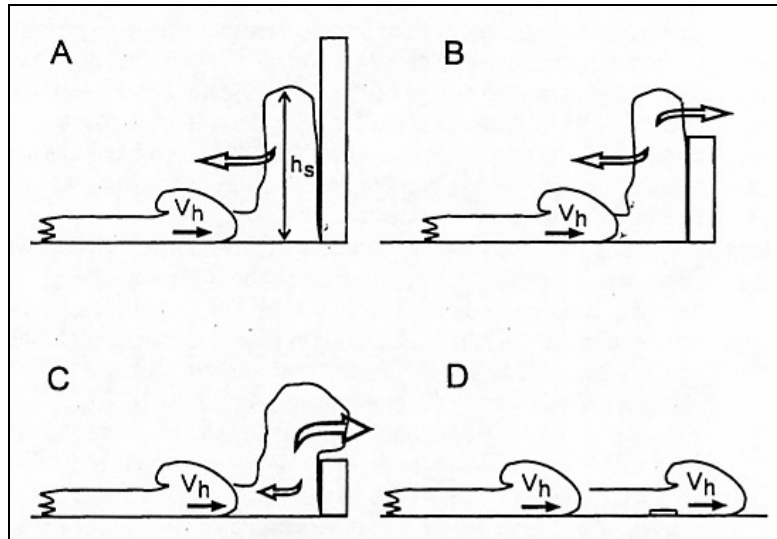


Figure 12 : Evolution de l'influence des topographies sur la dynamique des écoulements en fonction de la diminution de la hauteur de l'obstacle (d'après Alexander & Morris (1994)).

L'ensemble de ces courants de retour se propage perpendiculairement à l'obstacle. Ils peuvent prendre la forme (1) d'ondes internes solitaires de nature quasi-oscillatoire possédant une faible énergie cinétique (ondes A), (2) d'onde à front lisse montrant des ondulations internes distinctes possédant une plus forte énergie cinétique (ondes B) et (3) d'un écoulement gravitaire de forme et d'énergie cinétique identique au courant d'origine (ondes C) (fig. 13).

Ces trois types d'ondes constituent un continuum. Ce sont les écoulements les plus fortement stratifiés qui semblent créer les ondes de plus forte énergie (Pantin & Leeder 1987, Kneller *et al.* 1991, Edwards *et al.* 1994).

			<p>Type C $d_1/d_0 > 3.0$ strong</p>
			<p>Type B $2.0 < d_1/d_0 < 3.0$ intermediate</p>
			<p>Type A $1.0 < d_1/d_0 < 2.0$ weak</p>
<p>Head of forward moving density current</p>	<p>Bulge of fluid forms at the ramp</p>	<p>The three different bore types</p>	

Figure 13 : Ondes principales nommées A, B et C issues de la réflexion d'un écoulement gravitaire sur un obstacle (d'après (Edwards et al. 1994)).

Alexander & Morris (1994) montrent que des topographies de taille proche de l'épaisseur des écoulements peuvent provoquer également de fortes perturbations sur les écoulements. Si la hauteur de l'obstacle est moins de 2 fois supérieure à la hauteur de l'écoulement (fig. 12BC), les courants subissent un écrasement le long des marges de l'obstacle qui s'accompagne de la création d'un saut hydraulique et de vortex de mélange plus ou moins stationnaire dans l'espace (fig. 14).

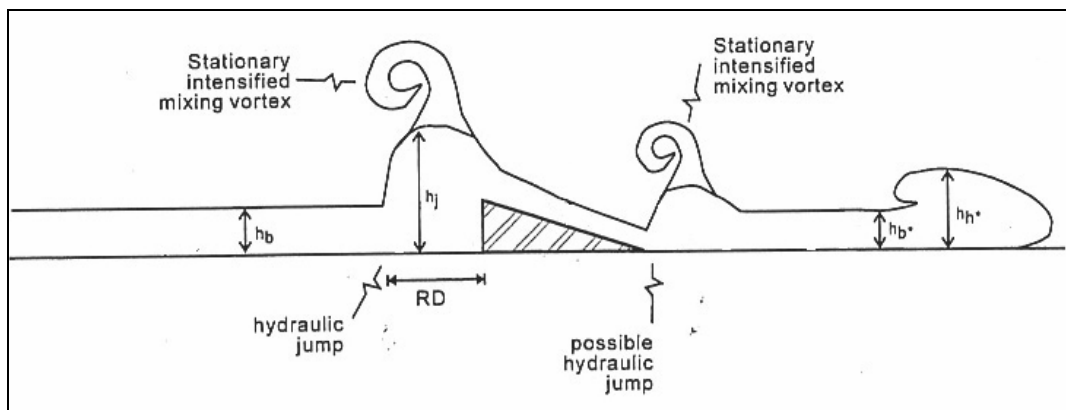


Figure 14 : Interaction entre un écoulement gravitaire et un obstacle d'une hauteur proche de l'épaisseur de l'écoulement (modifiée d'après (Alexander & Morris 1994)).

Ces phénomènes entraînent des dépôts d'orientation parallèle aux marges de la topographie (fig. 15) et dont l'épaisseur maximale n'est pas localisée au pied de l'obstacle mais à une certaine distance qui correspond aux conditions initiales de l'écoulement (vitesse, concentration, épaisseur). Cette épaisseur décroît rapidement, immédiatement au front et à l'aplomb de l'obstacle.

Un obstacle perpendiculaire à la direction du courant provoque la formation d'une large ride sédimentaire de forme symétrique légèrement arquée dans la direction du courant (fig. 15).

Un obstacle oblique produira une ride asymétrique en plan, avec une partie courte divergente au niveau du coin amont de l'obstacle et une partie bien développée, allongée le long du bord de l'obstacle, dans la direction parallèle à l'écoulement dévié (fig. 15). La hauteur de la ride sédimentaire est contrôlée par la vitesse de transport des sédiments. Plus la vitesse est rapide, plus la ride formée sera haute.

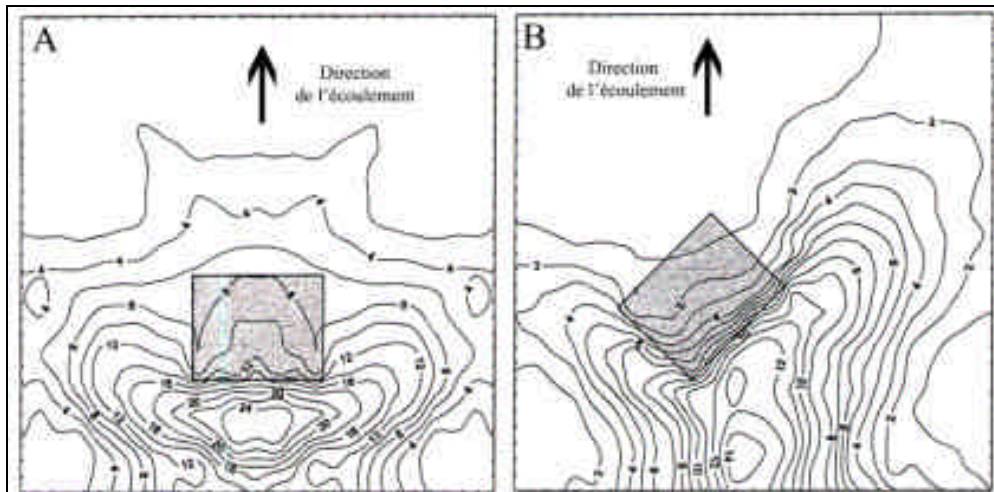


Figure 15 : Distribution des sédiments consécutives à l'impact d'un courant de turbidité transportant des particules de 90µm pour une concentration initiale de 10% sur un obstacle perpendiculaire (A) et oblique (B) à la direction du courant (modifiée d'après Alexander & Morris (1994)).

Il est important de noter que le passage d'un événement au-dessus d'une topographie ne se marque pas obligatoirement par la disparition de cette topographie sous les sédiments. Les sédiments se déposent de manière variable en amont, au-dessus et en aval de la topographie sans combler totalement l'espace en obstruction par rapport à la direction de l'écoulement.

Pour des topographies de taille très réduite (fig. 12D), bien inférieure à l'épaisseur du courant, l'influence sur la dynamique propre des écoulements sera faible, mais pourra cependant influencer localement la structure et la fabrique des dépôts (Alexander & Morris 1994).

Woods *et al.* (1998) ont montré que pour des écoulements beaucoup plus épais que la hauteur des topographies, le profil de dépôt consécutif aux perturbations ne sera pas affecté par les topographies alors que l'écoulement subit un changement dans sa dynamique puisque qu'il passe d'un état subcritique à un état supercritique entre l'amont et l'aval de l'obstacle (fig. 16a). Malgré ce changement d'état, les épaisseurs de sédiments déposées sont identiques de part et d'autre de l'obstacle (fig. 16a).

Par contre pour un rapport de taille équivalent entre l'écoulement et l'obstacle, les variations d'épaisseur sont considérables et se marquent par un épaissement en direction de l'obstacle et un amincissement en aval de l'obstacle (fig. 16b).

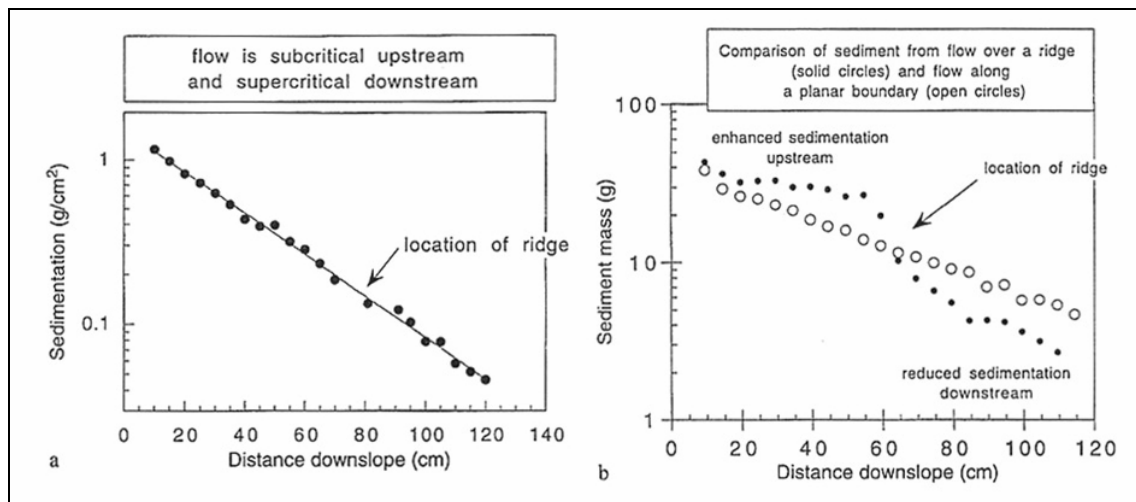


Figure 16 : Comparaison entre la répartition des épaisseurs des dépôts (rapportées en g/cm² (a) ou en g (b)) pour un écoulement d'épaisseur très supérieure à la hauteur de l'obstacle (a) et pour un écoulement d'épaisseur comparable (b) (d'après Woods et al. (1998)).

Dans le cas d'écoulement cohésifs, la présence d'une topographie peut avoir deux conséquences différentes en fonction de la saturation en eau (Major 1997). Un écoulement faiblement saturé en eau peut être totalement bloqué par une topographie importante et présentant un profil abrupt. Chaque bouffée successive s'accumule en arrière de la précédente contre l'obstacle. Un écoulement fortement saturé sera susceptible de franchir l'obstacle, les bouffées successives passant par-dessus la première bouffée bloquée en pied d'obstacle.

1.2. Cas naturels

1.2.1. Réflexion et déviation des écoulements

Les phénomènes de réflexion sont les premiers phénomènes consécutifs à la présence d'un obstacle à avoir été invoqués pour expliquer la répétition verticale de séquences granoclassées sur des carottes de forage de dépôts sous-marins du Miocène et du Quaternaire de l'Atlantique Nord (Van Andel & Komar 1969).

Par la suite la répétition de séquences granoclassées sur une même coupe verticale (fig. 17) a souvent été utilisée pour argumenter l'existence des processus de réflexion des écoulements sur les topographies sous-marines (e.g. Pickering & Hiscott 1985, Porebski et al. 1991, Rothwell et al. 1992, Haughton 1994, Kneller & McCaffrey 1999, Haughton 2000).

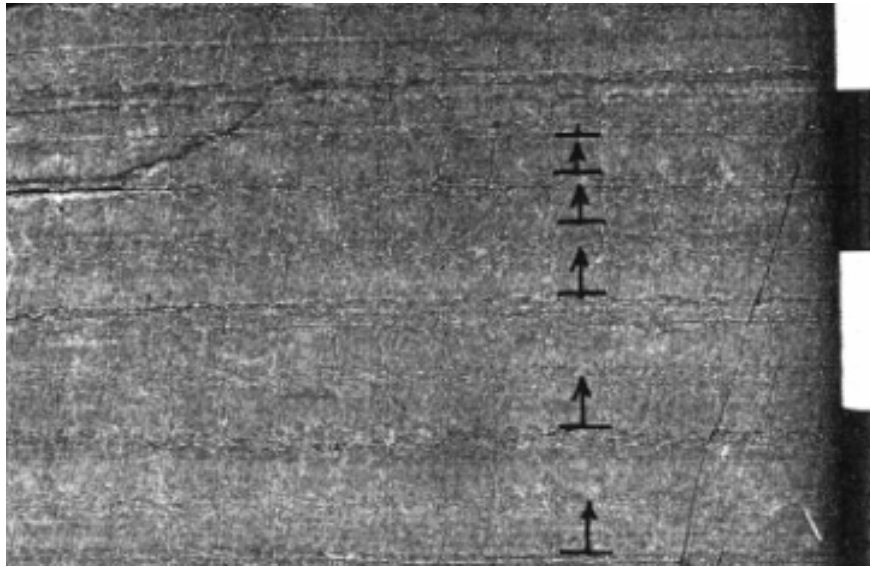


Figure 17 : Répétition verticale de plusieurs séquences granodécroissantes (formation de Cloridorme, Ordovicien Moyen, Canada) (d'après Pickering & Hiscott (1985)).

La variabilité des directions de paléocourant est le deuxième argument pour identifier d'éventuels processus de réflexion ou de déviation des courants.

Parea & Ricci Lucchi (1975) et Ricci Lucchi & Valmori (1980) ont observé dans des dépôts miocènes de la formation de Marnoso-Arenacea dans les Apennins (Italie) la présence de directions de paléocourant opposées sur une même coupe. Cette fluctuation s'accompagne d'une rupture nette de la granulométrie des dépôts qui passent de sables fins à des sables grossiers, faiblement laminés.

De même, Pickering & Hiscott (1985) mettent en évidence sur des dépôts de la formation Cloridorme d'âge Ordovicien moyen (Canada) des directions d'écoulement opposées à la direction principale régionale. Les dépôts à indice de paléocourants inverses de direction Est (rides chevauchantes), suivent directement les dépôts à indice de paléocourants normaux de direction Ouest (figures d'érosions et rides 2D) (fig. 18).

Pickering & Hiscott (1985) notent aussi que les écoulements de direction inverse vont par paire. Chaque écoulement est séparé de l'autre par un épais intervalle de décantation argileux (fig. 18). L'écoulement initial prend naissance dans un bassin étroit, les écoulements inverses se propageant au dessus de l'écoulement initial, et immédiatement après celui-ci (fig. 19). La multitude des inversions observées correspond à de multiples réflexions sur les marges du bassin (fig. 19), la forte épaisseur d'argile étant liée à une floculation rapide des boues en suspension.

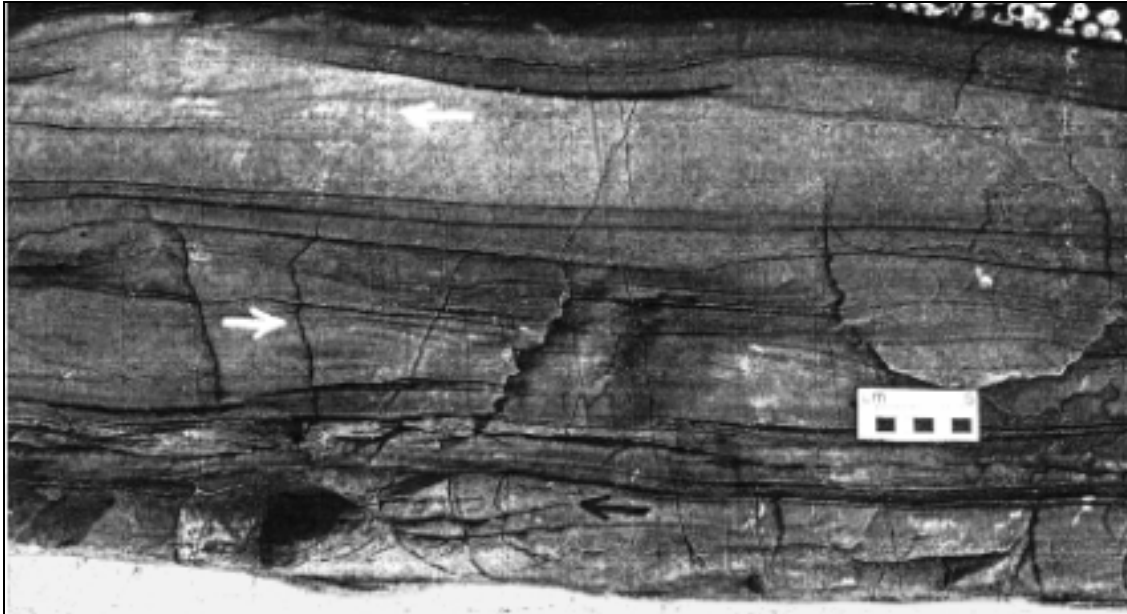


Figure 18 : Dépôts de la formation Cloridorme (Canada) montrant des inversions dans la direction de migration des rides de courant en direction de l'est (flèches blanches) succédant à une direction de migration initiale vers l'ouest (flèche noire), les inversions sont à chaque fois surmontées de niveaux argileux (modifié d'après Pickering & Hiscott (1985)).

Ce même type d'observation est partagé par de nombreux auteurs dans différents bassins à travers le monde (e.g. Ellis 1982, Marjanac 1989, 1990, Pickering *et al.* 1992, Clayton 1993, Kneller & McCaffrey 1999, Haugthon 2000, Bouroullec 2002).

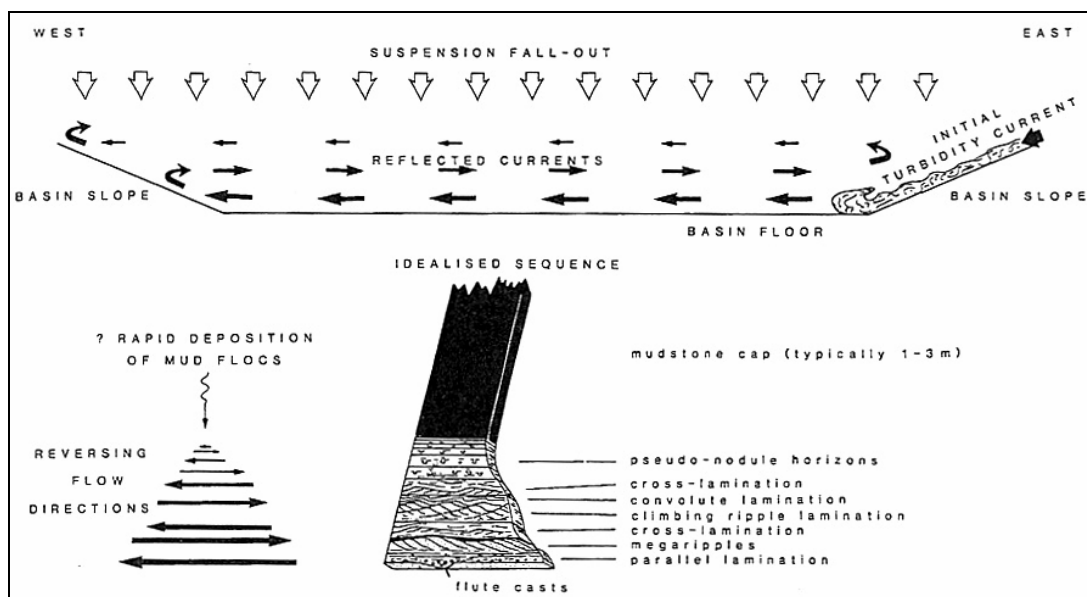


Figure 19 : Section longitudinale du bassin (longueur supérieure à 100 Km) de la formation de Cloridorme montrant le modèle de dépôt et les structures sédimentaires liées aux réflexions des écoulements sur les marges du bassin (modifié d'après Pickering & Hiscott (1985)).

En plus des observations sur les directions opposées de rides de courant, les études de Marjanac (1989, 1990) décrivent, sur des dépôts éocènes en Yougoslavie, l'opposition existant entre, d'une part, les directions des figures d'érosion (flute-casts) à la base des bancs et, d'autre part, la direction des rides de courant les surmontant.

Ce même type d'observation a été effectué par Kneller *et al.* (1991) sur des dépôts du groupe de Windermere d'âge dévonien dans le Nord de l'Angleterre. Ces auteurs observent ainsi que la direction de courant déduite des figures d'érosion basales et celle des rides de courant, peuvent montrer des divergences très importantes, de 60° à 120°, l'une par rapport à l'autre. La direction générale des rides est cohérente avec l'orientation des limites du bassin (fig. 20), alors que les figures d'érosion montrent une dispersion radiale sur l'ensemble du bassin (fig. 20). Kneller *et al.* (1991) expliquent ces variations par la réflexion totale d'un écoulement gravitaire en étalement radial sur les limites obliques du bassin (fig. 21). L'orientation des figures d'érosion caractérise la direction d'écoulement de la tête (forte énergie) (fig. 21A) et la direction du courant réfléchi (plus faible énergie) est donnée par les rides de courant (fig. 21B).

Dans leur revue bibliographique, (Kneller *et al.* 1991) notent que cette relation angulaire entre les directions des courants déduites des figures d'érosion et de celles des rides de courant a été décrite dans les dépôts turbiditiques de nombreux autres bassins, sans être expliquée (e.g. Cope 1959, Craig & Walton 1962, Scott 1967).

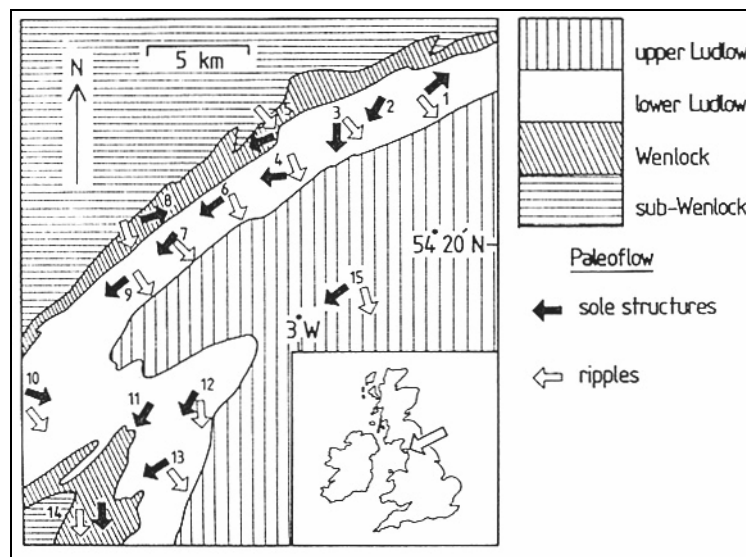


Figure 20 : Comparaison entre la direction des figures d'érosion basales et la direction des rides de courant sur la formation Windermere (Nord Angleterre) (d'après Kneller *et al.* (1991)).

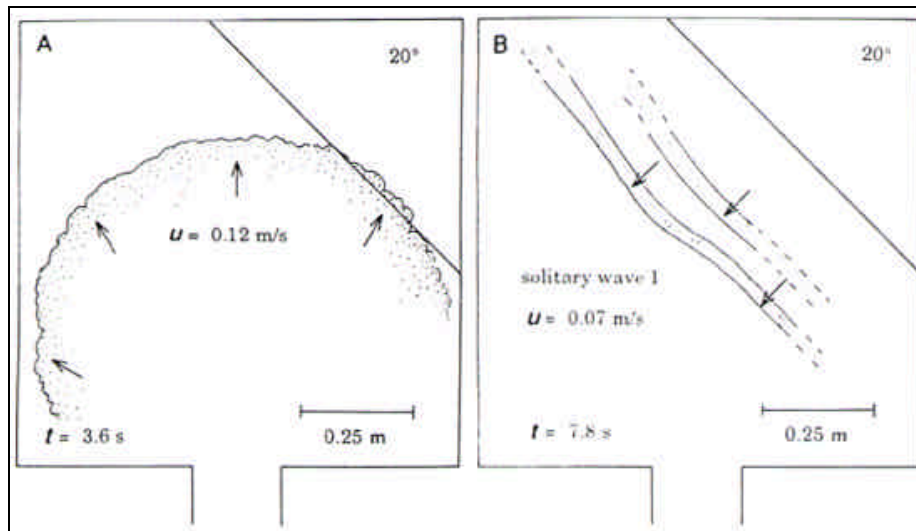


Figure 21 : Vue en plan de l'interaction entre un écoulement gravitaire et une rampe oblique de pente $\theta=20^\circ$ A) Écoulement initial en étalement radial B) Onde solitaire double issue de la réflexion de l'écoulement initial contre l'obstacle. Noter que la vitesse de l'onde initiale ($U=0,12$ m/s) est supérieure à la vitesse des ondes réfléchies ($U=0,07$ m/s) (modifiée d'après Kneller *et al.* (1991)).

1.2.2. Présence de faciès anormaux

Les variations dans la direction des paléocourants s'accompagnent parfois d'un épaissement des dépôts (argile ou sable) (Marjanac 1989, 1990, Porebski *et al.* 1991, Haugthon 2000) qui diverge ainsi de la distribution d'épaisseur en loi de puissance généralement observée dans des bassins supposés dénués de topographie majeure (Malinverno 1997).

De nombreux auteurs notent également que ces dépôts se caractérisent par leurs différences avec les séquences de dépôt types (e.g. Bouma 1962, Stow & Shanmugam 1980, Lowe 1982).

Rothwell *et al.* (1992) observent ainsi, sur dépôts d'âge Pléistocène, de la plaine abyssale de Madeire (Bassin des Canaries, NE Atlantique), que la présence d'une séquence de Bouma complète est relativement rare. Les dépôts se caractérisent par la répétition des termes Tb-Td de la séquence séparée par des surfaces d'amalgames et par l'absence systématique du terme « a » de la séquence.

A l'inverse, sur la Fosse de Nankai (Japon), Pickering *et al.* (1992) décrivent dans des sédiments récents, des niveaux grossiers anormalement positionnés dans une séquence de Bouma à priori normale sur l'ensemble de son épaisseur, ainsi qu'une importante épaisseur d'argile sans bioturbation.

Sur des sédiments fins quaternaires dans la fosse des Shetlands (Ouest Antarctique) Porebski *et al.* (1991) observent des dépôts caractérisés par de nombreux niveaux déformés (fig. 22), par la répétition de certains termes (T4) de la séquence de Stow et le drapage sommital par des dépôts fins, biogéniques et silicifiés (fig. 22). Bien que d'une granulométrie identique, cette séquence de dépôt est assez éloignée d'une séquence de Stow habituelle (Stow & Shanmugam 1980).

Haugthon (2000) fait le même type d'observation sur des dépôts tortoniens dans le bassin de Tabernas où la présence de nombreux niveaux déformés, la répétition de séquences et la présence d'argile de forte épaisseur diffèrent fortement des caractères de la séquence de Lowe.

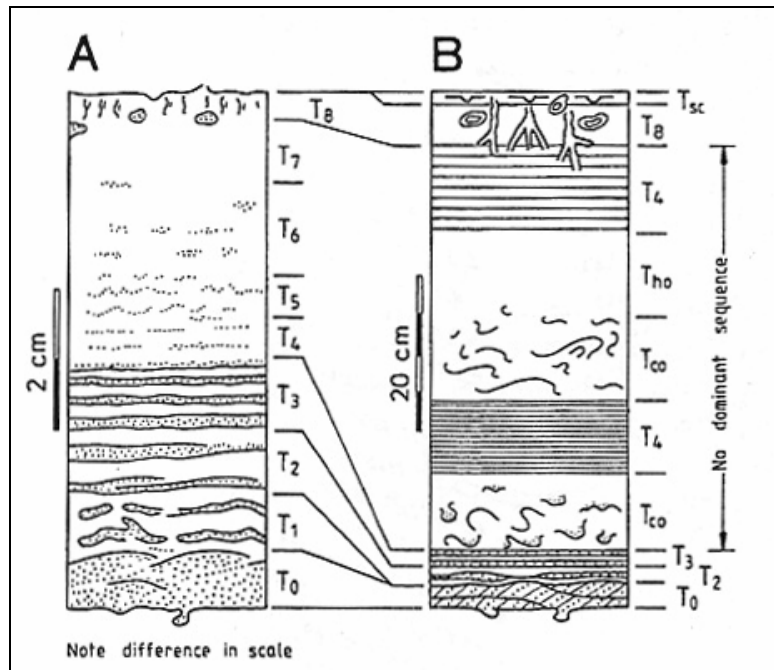


Figure 22 : Comparaison entre A) une séquence turbiditique idéale de Stow et B) des dépôts turbiditiques fins (Fosse des Shetland, Antarctique) (d'après Porebski et al. (1991)).

La réflexion des écoulements sur les topographies peut s'accompagner enfin de la création de dépôts à lamination ondulée (Haugthon 1994), voire de l'existence de rides d'oscillation (e.g. Ricci Lucchi & Valmori 1980, Fujioka *et al.* 1989, Marjanac 1989, 1990). Il est à noter que ce type de faciès est plus généralement associé à un milieu de sédimentation proximal (profondeur maximum 100-200 m) soumis aux vagues et aux tempêtes (Aigner 1985).

Marjanac (1990) attribue la formation des rides d'oscillation à l'existence d'un onde oscillatoire interne (seiche) issue des différents rebonds de l'écoulement sur les marges du bassin.

En présence d'une topographie associée à une faille normale Kneller (1995) et Kneller & McCaffrey (1999) montre qu'un écoulement stratifié verra sa partie basale érosive canalisée par la topographie (fig. 23) (figures d'érosion parallèles à la direction de la faille). Sa partie supérieure sera réfléchiée contre l'obstacle sous la forme d'onde oscillatoire de direction transverse pouvant produire des rides d'oscillation de direction perpendiculaire à la faille.

1.2.3. Relation observation/approche théorique et analogique

Selon Pantin & Leeder (1987), Kneller *et al.* (1991) et Edwards *et al.* (1994) les ondes de type A/B sont susceptibles d'être à l'origine (i) de la création des séquences de dépôts identiques répétées,

(ii) de la présence de laminations ondulées et de rides d'oscillation, et (iii) de l'existence de rides chevauchantes de direction inverse à celle des figures d'érosion (e.g. Pickering & Hiscott 1985, Porebski *et al.* 1991, Pickering *et al.* 1992, Rothwell *et al.* 1992). Les ondes de type C, de plus forte énergie, sont susceptibles de générer des dépôts de même type que l'écoulement initial avec un niveau d'érosion basal présentant un léger remaniement qui s'accompagne d'une reprise granulométrique (e.g. Parea & Ricci Lucchi 1975, Ricci Lucchi & Valmori 1980, Pickering & Hiscott 1985, Marjanac 1990).

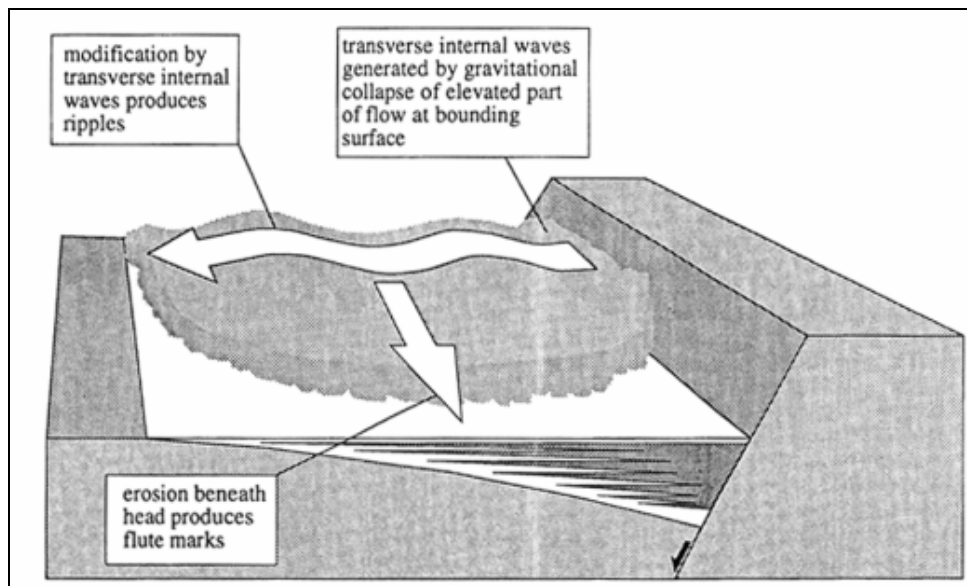


Figure 23 : L'impact d'une topographie de faille normale synsédimentaire sur un écoulement gravitaire se traduit par la création d'onde interne transverse à la direction de progression de l'écoulement pouvant produire des rides oscillatoires d'orientation parallèle à l'obstacle (d'après Kneller (1995)).

1.2.4. Perturbations à l'échelle des corps sédimentaires

A l'échelle de l'ensemble des corps sédimentaires, le piégeage des écoulements par la topographie du fond marin a été invoqué par Ryan *et al.* (1965) pour rendre compte de la corrélation à grande échelle d'un dépôt turbiditique actuel de la Mer Tyrrénienne (Italie). Ce type de dépôt a été défini par le terme "sediment ponding" (Hersey 1965) (fig. 24). Le piégeage est également invoqué par Bennetts & Pilkey (1976) pour expliquer une corrélation à grande échelle des dépôts turbiditiques quaternaires déposés au large de l'île d'Hispaniola, ainsi que pour des dépôts Pliocène et Quaternaire dans le golfe de Californie (Einsle & Kelts 1982).

Le critère d'identification de l'influence des topographies sur les écoulements est ainsi la correspondance existant entre la géométrie d'ensemble des dépôts et la géométrie des topographies

(fig. 24) (e.g. Hersey 1965, Van Andel & Komar 1969, Piper & Normark 1983, Siegenthaler *et al.* 1984, Kleverlaan 1989, Thornburg *et al.* 1990, Bruhn & Walker 1995, Cronin 1995, Ravnas & Steel 1997, Soreghan *et al.* 1999, Armentrout *et al.* 2000, Burgess *et al.* 2000, Hooper *et al.* 2002).

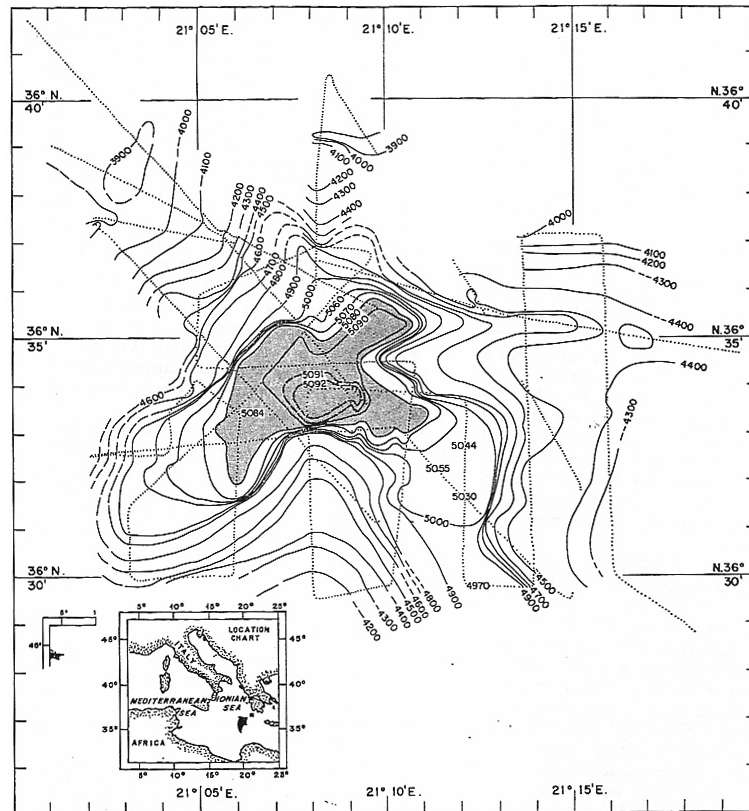


Figure 24 : Exemple d'une géométrie de « sediment ponding » en Mer Tyrrénienne (Italie). La géométrie d'ensemble des dépôts sous-marins (en gris) correspond exactement à la morphologie des topographies sous-marines (lignes d'égale profondeur en mètres) (d'après Hersey (1965)).

Cette géométrie d'ensemble se marque par un allongement des dépôts parallèlement aux limites de la topographie. Dans ce cas, les dépôts se caractérisent par un fort amalgame vertical. Celui-ci s'accompagne soit d'une séparation latérale, dans l'argile, des corps sableux les uns des autres, soit de leur faible extension latérale (Ravnas & Steel 1997, Armentrout *et al.* 2000).

Par exemple sur le système turbiditique Néogène du Golfe de Guinée, Armentrout *et al.* (2000) montrent que dans le cas d'une topographie importante associée à une faille inverse, le chenal turbiditique est orienté parallèlement à la direction de celle-ci (fig. 25). Dans ce cas, les dépôts montrent une géométrie confinée, c'est-à-dire qu'ils présentent une faible extension latérale mais un fort amalgame vertical (fig. 25). Armentrout *et al.* (2000) notent cependant que le confinement d'un écoulement ne signifie pas nécessairement qu'il s'écoule directement contre l'obstacle (fig. 22). Le long de son trajet, le chenal peut se situer soit contre la faille, soit éloigné à une distance d'au moins 400 m de celle-ci (fig. 25).

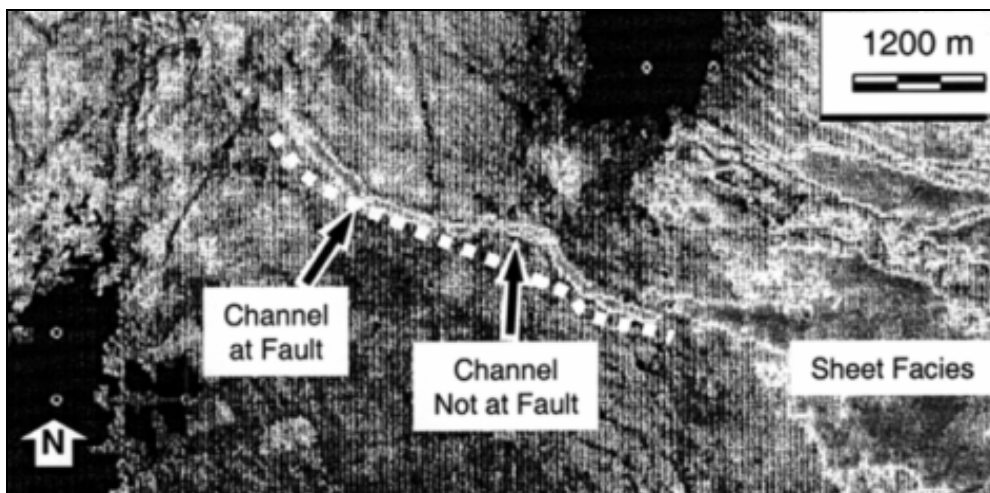


Figure 25 : Evolution d'un écoulement confiné à un écoulement non confiné (sheet-facies) suite à la disparition d'un escarpement de faille (modifié d'après Armentrout et al. (2000)).

L'ensemble d'un système turbiditique peut montrer une déviation de sa direction d'écoulement pouvant atteindre 60° à 90° par rapport à son orientation initiale (Cronin 1995) (fig. 26). Ces mécanismes de déviation impliqueraient une propagation plus distale des écoulements par rapport à une morphologie dénuée d'obstacle et donc une durée de vie plus importante des chenaux, entraînant à terme un rapport sable/argile plus élevé dans les dépôts que dans le cas d'un chenal non canalisé (Cronin 1995). Le passage dans l'espace d'une zone à relief à une zone sans relief peut également induire des changements de morphologie des dépôts. Ainsi Armentrout *et al.* (2000) observent le passage de dépôt de chenaux à des dépôts très étendus en couverture (« sheet-facies ») lorsque l'escarpement d'une faille inverse s'estompe (fig. 25). Ce passage marque celui d'un écoulement confiné à un écoulement non confiné. Kleverlaan (1989) décrit le passage de dépôts de lobes divaguant très larges à ceux d'un chenal long et isolé qu'il associe au fonctionnement de failles synsédimentaires perpendiculaires à la direction de l'écoulement.

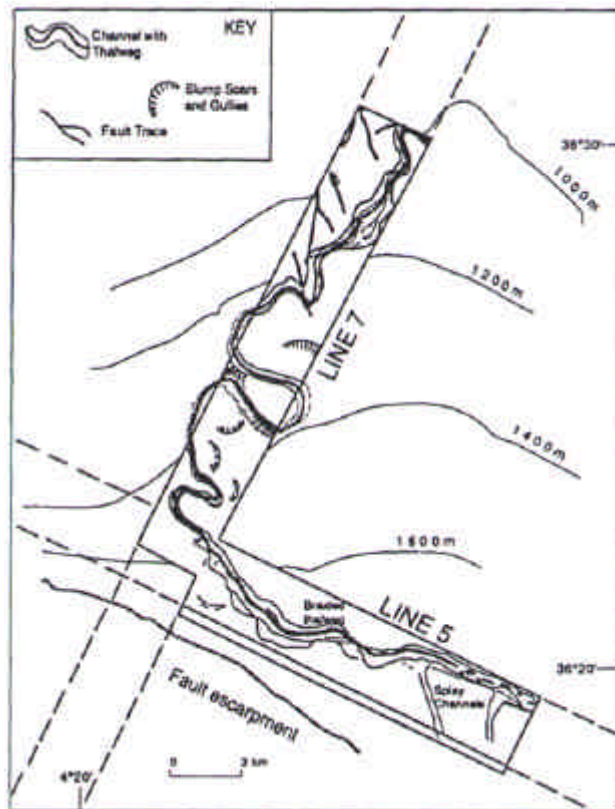


Figure 26 : Déviation de 90° d'un chenal turbiditique par rapport à sa direction d'écoulement d'origine en raison de la présence d'un escarpement de faille sous-marin dans le canyon d'Almeria (Mer d'Alboran, SE Espagne) (d'après Cronin (1995)).

Cependant Armentrout *et al.* (2000) observent, quant à eux, une évolution inverse. Sur un secteur autre que celui présenté précédemment (fig. 25), la géométrie des dépôts en chenal/levée évolue vers celle de lobes confinés en raison de la présence d'un escarpement de faille normale synsédimentaire (faille 1) (fig. 27). Cette évolution s'accompagne de l'augmentation de la largeur des dépôts, qui passe de 500 m en amont de cette faille jusqu'à 2500 m au niveau de celle-ci (fig. 27). À ce niveau, les dépôts sont étalés parallèlement à la faille. Au-delà de cette faille, la largeur du dépôt diminue drastiquement à 1000 m en direction de la faille 2 (fig. 27) pour disparaître quasiment, passé cette dernière. Cette géométrie en étalement face à un obstacle est assez semblable à celle obtenue expérimentalement des dépôts consécutifs à l'impact sur les écoulements d'un obstacle en obstruction de petite taille (Alexander & Morris 1994, Kneller 1995) (fig. 15).

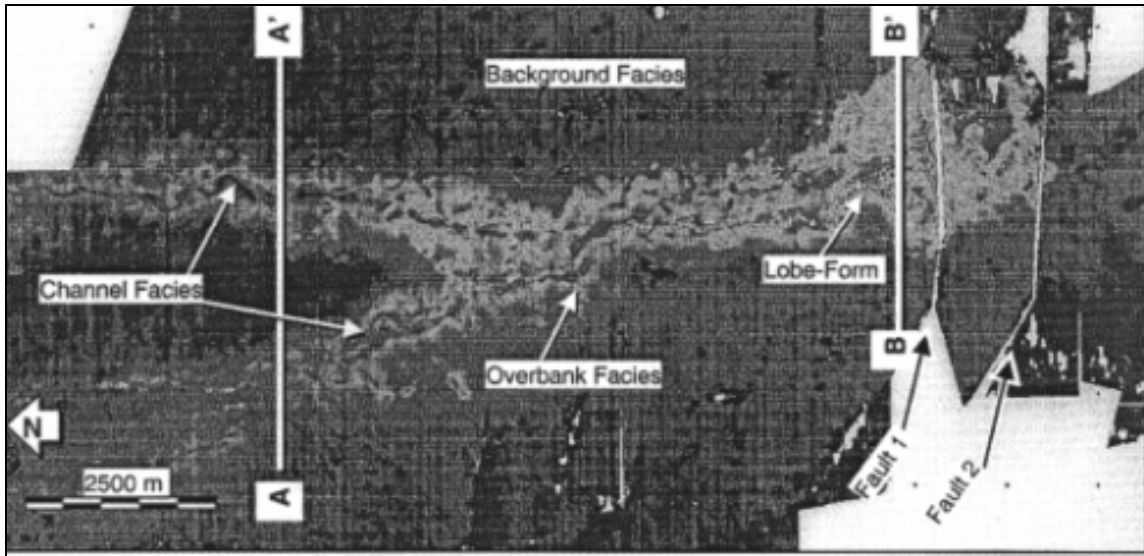


Figure 27 : Influence des topographies de failles normales sur la morphologie des dépôts turbiditiques du Golfe de Guinée (passage de chenaux à des lobes) (d'après Armentrout et al. (2000)).

1.2.5. Observation en coupe des perturbations

En coupe, les dépôts piégés montrent des contacts en onlap sur les topographies (fig. 28) (Bruhn & Walker 1995, McCaffrey & Kneller 2001). McCaffrey & Kneller (2001) montrent sur une paléotopographie de faille normale (faille de Braux), dans la formation des Grès d'Annot (fin Eocène-début Oligocène) (SE France) que plus l'épaisseur des écoulements est importante plus les niveaux gréseux sont épais et érosifs. Par contre plus les écoulements seront de faible hauteur, moins les niveaux gréseux seront épais et érosifs et de ce fait plus les connections entre les dépôts sableux seront faibles (McCaffrey & Kneller 2001) (fig. 29).

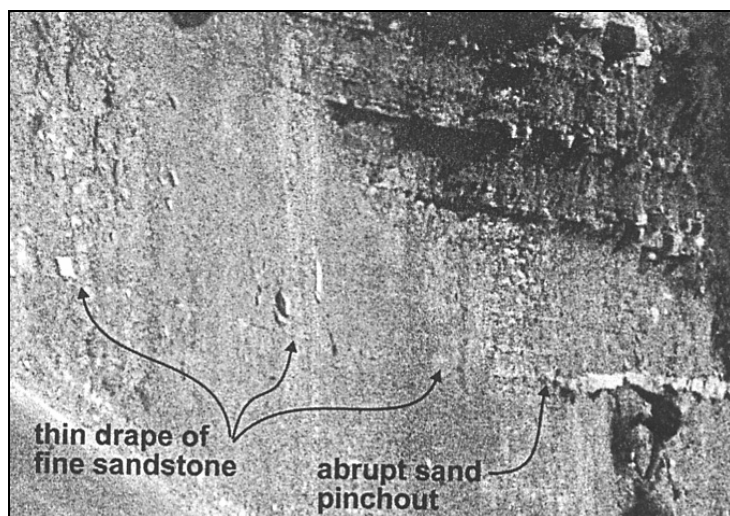


Figure 28 : Onlap des dépôts sous-marins des Grès d'Annot sur une paléotopographie de faille normale dans la formation des Marnes Bleues sous-jacentes (d'après McCaffrey & Kneller (2001)).

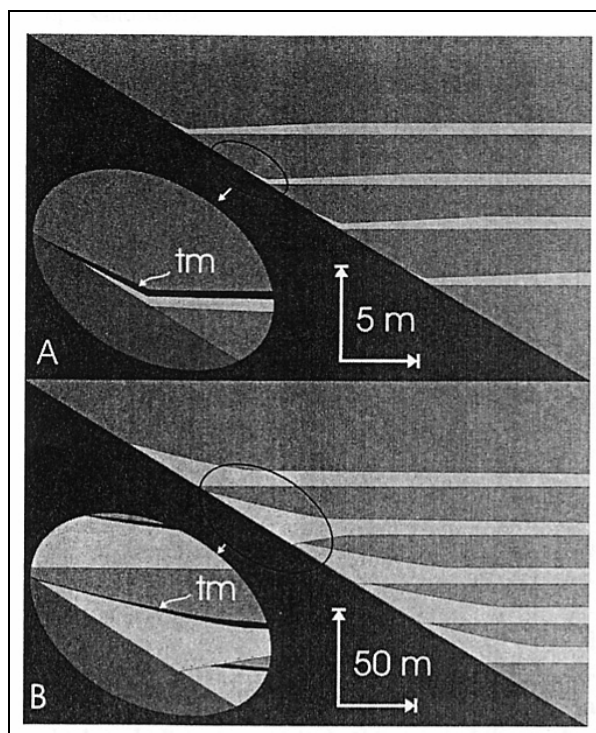


Figure 29 : Différence dans les caractéristiques des onlaps entre des écoulements de faible hauteur (A) et des écoulements de forte hauteur (B). Noter la plus grande connexion entre les différents réservoirs sableux en (B) (d'après McCaffrey & Kneller (2001)).

Le piégeage des écoulements se caractérise aussi par des épaissements différentiels qui peuvent s'accompagner de l'absence d'un faciès entre la base et le sommet des topographies ou encore de la présence d'unité supplémentaire au pied de la topographie (e.g. Mutti 1992, Bruhn & Walker 1995, Ravnas & Steel 1997).

Par exemple, (Mutti 1992) décrit une faille synsédimentaire de rejet plurimétrique qui affecte des dépôts sous-marins de la formation miocène de San-Salvatore dans les Apennins (Italie). La base des dépôts est isopaque de part et d'autre de la faille (dépôts notés A et B, fig. 30). Au dessus de ces bancs, se dépose une unité chaotique assimilée à un écoulement de débris ou à un écoulement hyperconcentré, présent uniquement dans le hanging-wall (fig. 30). Cette unité chaotique est érosive sur les dépôts sous-jacents (fig. 30). Au-dessus de cette unité, les dépôts argileux comblent totalement la topographie puisque le banc sableux sus-jacent, non épaissi, est de nouveau corrélable de part et d'autre de la faille. Suivant cette coupe, le fonctionnement de la faille et la topographie associée sont localisés dans le temps, entre le dépôt de l'unité chaotique et le banc sableux supérieur (fig. 30). (Mutti 1992) relie la mise en place de l'unité chaotique et le fonctionnement de la faille à une activité tectonique à l'échelle régionale. Cette description pourrait donc être interprétée comme un simple piégeage de l'écoulement de débris dans le graben, qui s'accompagne d'un dépôt massif argileux en comblement. L'absence de description de variation de faciès ou de paléocourants, à l'approche, et de

part et d'autre de la faille, ne permet pas de déterminer réellement l'impact de cette topographie de faille synsédimentaire sur les écoulements sous-marins.

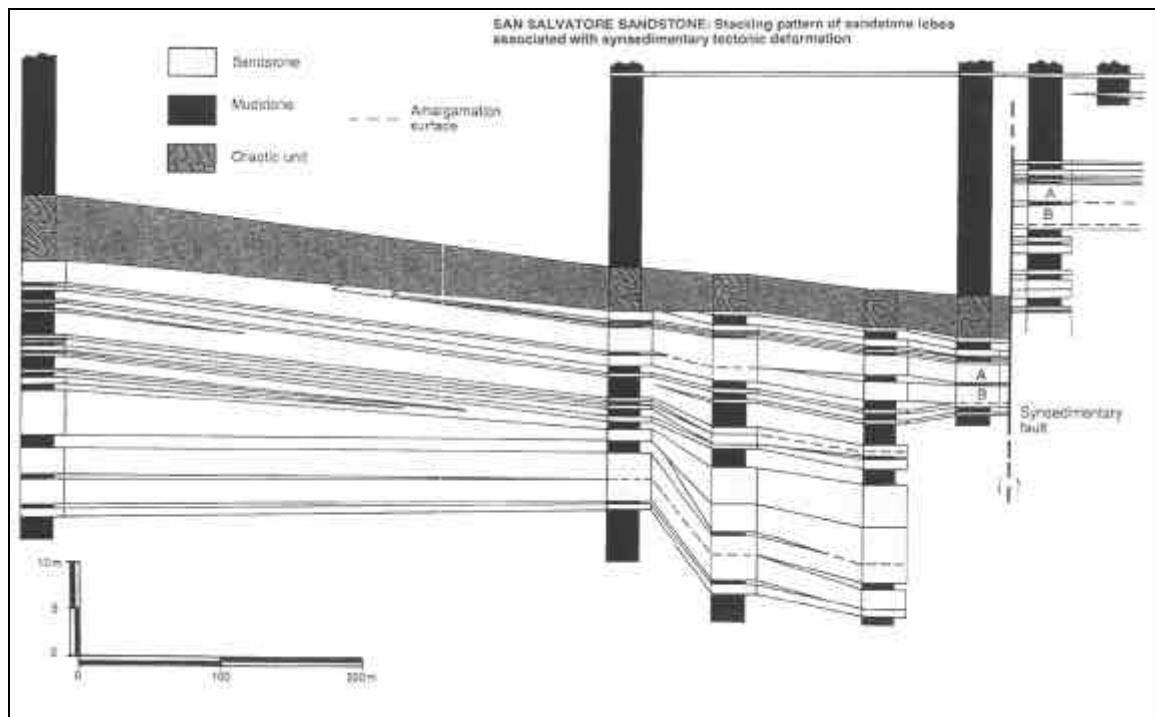


Figure 30 : Localisation d'une unité supplémentaire (unité chaotique assimilé à un écoulement de débris) dans le hanging-wall et variation d'épaisseur dans les argiles consécutif au fonctionnement d'une faille normale synsédimentaire (Formation San-Salvatore, Apennins, Italie) (modifiée d'après (Mutti 1992)).

2. Caractéristiques des perturbations à l'aplomb l'obstacle

2.1. Approche théorique et expérimentale

Les analyses théoriques et expérimentales montrent que la capacité de l'écoulement à franchir un obstacle de taille réduite est fonction (1) du nombre de Froude et (2) du rapport entre la hauteur de l'obstacle et l'épaisseur de l'écoulement. Par exemple, pour une épaisseur d'écoulement et une hauteur d'obstacle identiques (fig. 31), la proportion d'écoulement piégé varie de 0,32 à 0,55 en fonction de la valeur du nombre de Froude qui évolue entre 0,5 (subcritique) à 1,5 (supercritique) (Lane-Serff *et al.* 1995). Plus un écoulement a une énergie importante, plus la quantité de sédiment piégée au pied de l'obstacle est faible comparativement à l'épaisseur de l'écoulement (Woods *et al.* 1998).

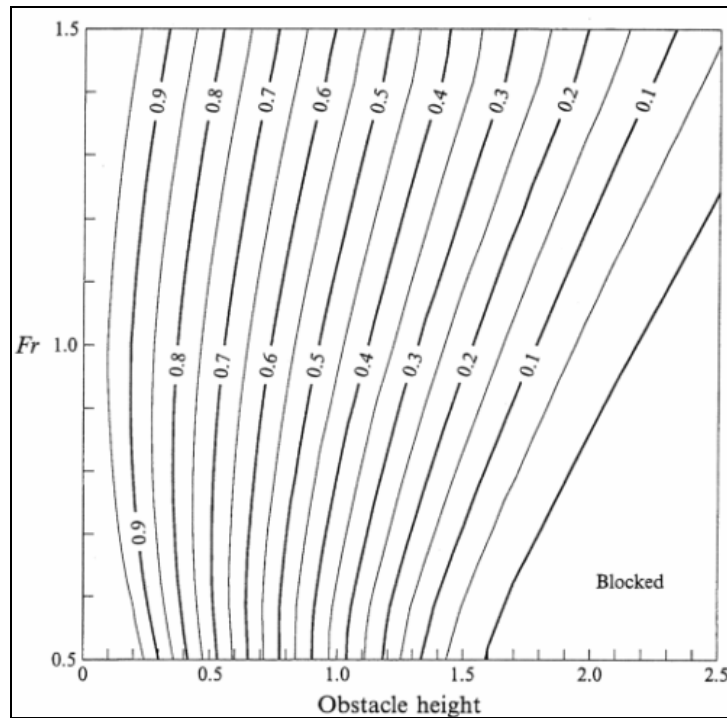


Figure 31 : Proportion de l'écoulement pouvant franchir l'obstacle en fonction du rapport de la hauteur de l'obstacle sur l'épaisseur de l'écoulement et du nombre de Froude interne (d'après Lane-Serff et al. (1995)).

Le franchissement de l'obstacle s'accompagne d'une accélération spatiale de l'écoulement sur la topographie (Kneller 1995, Kneller & Buckee 2000). Selon la taille de l'obstacle cette accélération se traduira par une augmentation de l'intensité des phénomènes de turbulence si l'écoulement est déjà turbulent, ou par la transformation totale d'un écoulement laminaire en un écoulement turbulent (transformation de corps) (Fisher 1983) (fig. 32). L'augmentation de l'intensité des turbulences entraîne une capacité plus importante à incorporer l'eau ambiante, ce qui peut s'accompagner localement d'une chute du flux sédimentaire sur le haut de l'obstacle (fig. 14) (Alexander & Morris 1994) voire d'une augmentation de la capacité d'érosion (augmentation de la contrainte cisailante) (Kneller & Buckee 2000).

Dans le cas d'écoulements concentré fortement stratifiés, le passage au dessus d'un obstacle de taille relativement faible par rapport à l'épaisseur de l'écoulement, peut induire un phénomène de découplage ou délamination (Druitt 1992). Ce phénomène se caractérise par le piégeage de la partie concentrée basale de nature laminaire, alors que la partie supérieure correspondant à un nuage turbulent franchira l'obstacle. Ce phénomène est à rapprocher du processus d'élutriation ou de flow-stripping (Fisher 1983, Piper & Normark 1983). Dans ce cas, Alexander & Morris (1994) pensent que les l'écoulement subiront un tri, qui se marquera par des dépôts de granulométrie grossière en amont de l'obstacle et plus fine en aval de celui-ci.

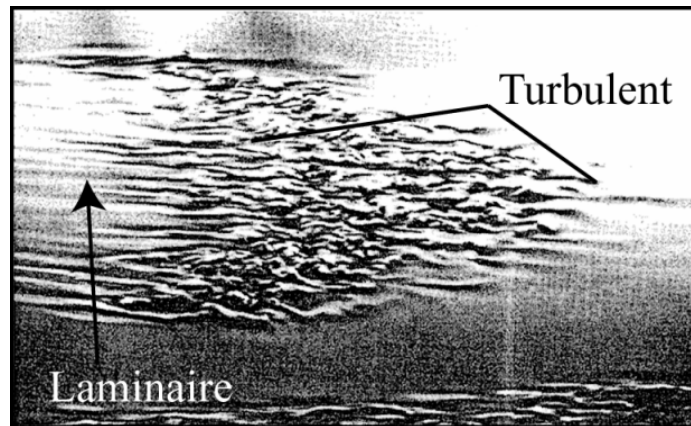


Figure 32 : Transformation d'un écoulement laminaire en un écoulement turbulent localisé au passage sur un obstacle plat. Le courant coule de la gauche vers la droite (modifié d'après Munson *et al.* (2000)).

2.2. Cas naturels

Les données océanographiques montrent que la capacité de franchissement des écoulements hautement turbulents peut être considérable et dépasser plusieurs centaines de mètres de haut (e.g. Dolan *et al.* 1989, Muck & Underwood 1990, Piper & Savoye 1993, Ricci Lucchi & Carmenlenghi 1993).

Le franchissement de l'obstacle se caractérise principalement, comme attendu, par des érosions localisées ou du transit sédimentaire sur les hauts topographiques (e.g. Thornburg *et al.* 1990, Morris *et al.* 1998a, Nelson *et al.* 1999, Soreghan *et al.* 1999, Anderson *et al.* 2000, Burgess *et al.* 2000).

De nombreux auteurs observent que les topographies induisent un tri granulométrique des dépôts. Ainsi Cremer (1983) note que les dépôts des Grés d'Annot (Fin Eocène-début Oligocène) (SE France), au niveau de la faille de St Benoît dans le sud du bassin, sont représentés par des corps sableux épais chenalisants dont la localisation est restreinte au hanging-wall, alors que le haut de la faille ne reçoit que les dépôts de débordement plus argileux.

De même Thornburg *et al.* (1990) sur des sédiments actuels de la fosse du Chili, et Anderson *et al.* (2000) sur des dépôts miocènes en Angola observent une évolution granulométrique où les sédiments fins sont localisés sur et/ou par dessus les hauts topographiques, alors que les sédiments grossiers restent localisés dans les dépressions topographiques.

Si nous reprenons l'exemple de Mutti (1992) (fig. 30), nous pouvons nous poser la question de savoir si les dépôts argileux, présent sur le horst et au-dessus de l'unité chaotique, (fig. 30) ne sont pas contemporains de la mise en place de celle-ci. Ils pourraient ainsi caractériser le nuage turbulent accompagnant les écoulements de débris ou les écoulements hyperconcentrés (e.g. Hampton 1972, Krause & Oldershaw 1979, Souquet *et al.* 1987). Cette faille pourrait donc avoir entraîné le

découplage d'un écoulement stratifié, où la partie basale hyperconcentrée/concentrée ne s'est déposée que dans le hanging-wall (charge grossière) alors que la partie sommitale de nature plus turbulente et non érosive se dépose sur le haut de la faille (charge fine).

A une échelle plus régionale Burgess *et al.* (2000) montrent, sur des dépôts d'âge Jurassique du bassin de Neuquén en Argentine, que les grabens, les plus proximaux par rapport à la source des sédiments, reçoivent la quasi totalité de la charge grossière. Par contre, les grabens suivants voient leur remplissage dominé par les fractions plus fines. Une fois ces topographies comblées, les dépôts grossiers progressent plus loin dans le bassin. Burgess *et al.* (2000) indiquent que les écoulements à l'origine de ces dépôts sont des écoulements avec une forte charge tractive de fond qui, lors de leurs passages sur une topographie, voient leurs parties basales grossières piégées par les premiers obstacles, leurs parties sommitales turbulentes progressant plus en aval.

A notre connaissance, l'étude de Morris *et al.* (1998a) constitue un exemple unique aussi bien dans le domaine fossile que dans l'actuel de l'observation des perturbations liées au franchissement d'une topographie de hauteur métrique par un écoulement sous-marin.

Ainsi sur une zone située au débouché du canyon de Valence (Espagne) en Méditerranée, Morris *et al.* (1998a) observent que le fond marin est affecté par une faille normale, montrant un escarpement métrique, d'orientation NS à NNW-SSE (fig. 25), oblique par rapport à la direction NW-SE des courants (fig. 33). En amont de cette faille, le fond marin est marqué par la présence de dunes sous-marines en forme de chevrons dont les dimensions atteignent 300 m de long pour des hauteurs de 2 m (fig. 33). Ces chevrons se terminent abruptement contre l'escarpement de faille (fig. 33). A ce niveau, leur sommet est érodé mais leur morphologie générale ne montre aucune distorsion par rapport aux chevrons plus en amont, ce qui indique que l'écoulement originel n'a subi ni réflexion ni déviation en amont de la faille (Morris *et al.* 1998a).

Par contre, les chevrons sont totalement absents sur le haut de la faille, sur une distance d'environ 200 m dans la direction de l'écoulement. Au-delà de cette distance, les chevrons sont de nouveau présents avec les mêmes caractéristiques morphologiques qu'en amont de la faille. Non seulement l'écoulement à l'origine des chevrons n'est pas perturbé dans sa direction d'écoulement mais il retrouve aussi les mêmes caractéristiques qu'en amont de la faille lorsqu'il s'est suffisamment éloigné de l'obstacle. Parallèlement, la couche de sédiments recouvrant l'ensemble des chevrons voit son épaisseur diminuer au même niveau que les chevrons.

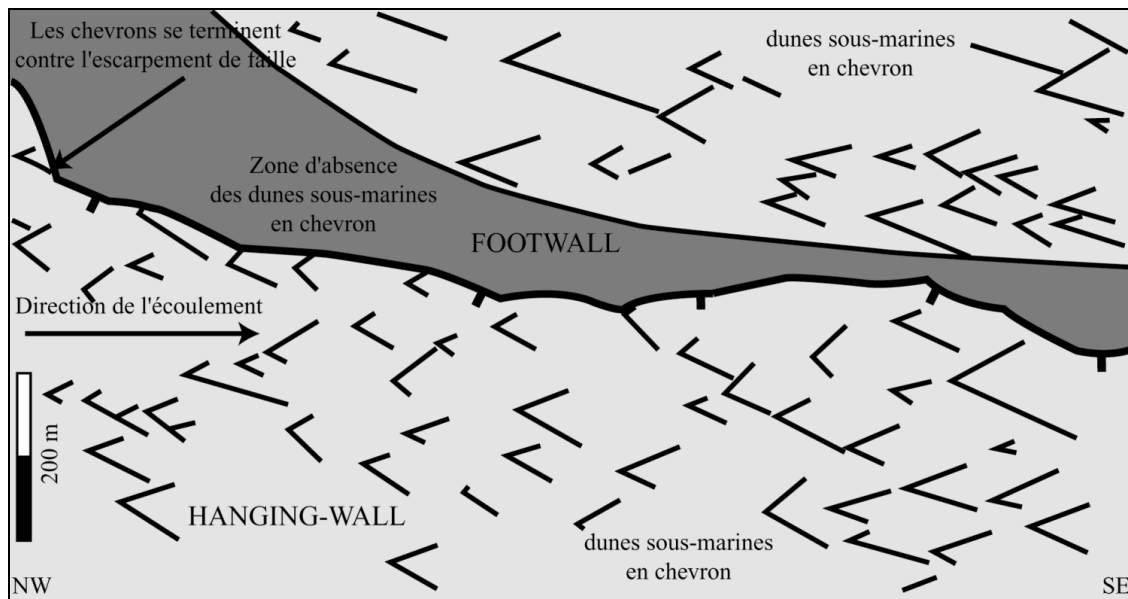


Figure 33 : Influence d'une topographie de faille normale sur la répartition des dunes sous-marines en forme de chevrons (modifié d'après Morris *et al.* 1998a).

Ainsi Morris *et al.* (1998a) envisagent deux hypothèses concernant la chronologie du fonctionnement de la faille.

(1) Cette topographie de faille est antérieure à la mise en place de chevrons. Cette hypothèse implique que le courant, à l'origine des chevrons, subisse une perturbation suffisamment importante pour interdire la création des dunes lors de son passage sur la topographie. La faible taille de l'obstacle n'est cependant pas capable de perturber la direction de l'écoulement malgré les transformations importantes observées (fig. 34). L'épaisseur de l'écoulement nécessaire pour créer les chevrons a été estimée à environ 10 m (Morris *et al.* 1998b).

Le rapport minimum entre la taille de l'obstacle et l'épaisseur de l'écoulement nécessaire pour que la direction du courant ne soit pas perturbée par l'obstacle est de 1/10 (Morris *et al.* 1998a) (fig. 34) ce qui correspond à la taille de l'escarpement topographique actuel (1,01 m).

(2) Cette topographie est postérieure à la mise en place des chevrons. Cette hypothèse nécessite l'existence d'un écoulement tardif qui érode préférentiellement les chevrons sur le horst. Cette hypothèse est plus en accord avec les troncatures observées sur les chevrons en amont de la faille, ainsi qu'avec la diminution d'épaisseur générale des sédiments sur le horst (absence des chevrons et diminution de l'épaisseur de sédiments fins). Etant donné les chevrons sont recouvert postérieurement par des sédiments fins, cette hypothèse implique qu'un courant en transit soit devenu suffisamment érosif sur le horst pour éroder une partie des sédiments fins ainsi que les chevrons sans que cela ne se traduise par une évolution granulométrique des dépôts. Cette érosion localisée peut se développer grâce à une augmentation des turbulences à l'intérieur de l'écoulement généré par le franchissement de l'escarpement de faille.

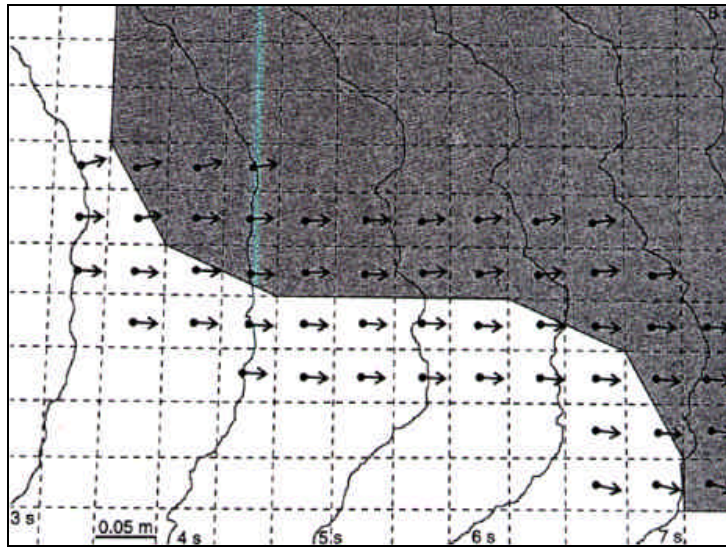


Figure 34 : Modélisation analogique en cuve de l'influence d'un écoulement en étalement radial sur un obstacle d'orientation variable et de taille 10 fois inférieure à l'épaisseur de l'écoulement. La direction de l'écoulement est symbolisée par les flèches noires. Noter que la direction de l'écoulement n'est pas modifiée par la présence de l'obstacle et ceci quelque soit l'orientation de l'obstacle (d'après Morris et al. (1998a)).

Il est important de noter que quelles que soient les hypothèses envisagées, l'écoulement aura subi un changement de sa dynamique passant d'un stade de dépôt (chevrons/sédiments fins) en amont de la faille à un stade soit de transit pour la première hypothèse, soit en érosion pour la seconde, sans subir de déviation dans sa direction d'écoulement.

3. Caractéristiques des perturbations en aval d'un obstacle

3.1. Approche théorique et expérimentale

Le comportement d'un écoulement en aval d'un obstacle, sera toujours lié (1) à son énergie cinétique (nombre de Froude), (2) à la stratification en densité du courant, (3) à la vitesse du courant, et (4) à la hauteur de la topographie mais avec cependant des effets différents par rapport aux perturbations en amont de l'obstacle (Kneller & Buckee 2000).

Dans un cas simple, si la topographie est suffisamment petite par rapport à l'épaisseur de l'écoulement ou que la stratification du courant est faible, ou si la vitesse de l'écoulement est forte et que le nombre de Froude interne Fr_i est largement supérieur à 1, seule une simple divergence dans les lignes d'écoulements apparaît (fig. 35a) (Long 1955).

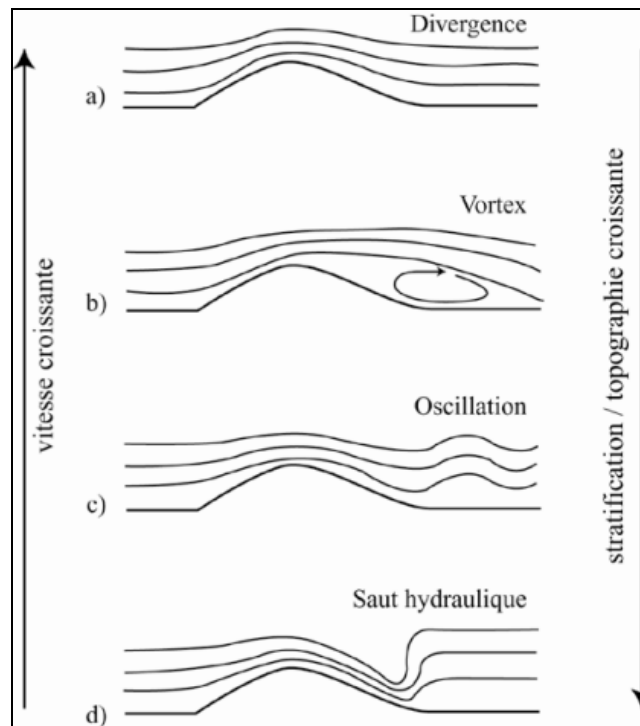


Figure 35 : Effet de la topographie, de la stratification en densité et de la vitesse de l'écoulement sur le comportement d'un écoulement en aval d'un obstacle a) divergences des lignes d'écoulement b) séparation des lignes d'écoulement (vortex) c) oscillation d) saut hydraulique (modifié d'après Kneller & Buckee 2000).

Pour des valeurs plus faibles du nombre de Froude interne et de la vitesse de l'écoulement, ou pour des valeurs plus importantes de la taille de l'obstacle, ou encore pour un écoulement plus fortement stratifié, une séparation de l'écoulement peut apparaître avec développement de vortex (tourbillons) transverses par rapport à la direction de l'écoulement. Ce processus est identique à la séparation observée sur les faces aval de rides de courant (fig. 35b) (Lawrence 1993). Plus la vitesse sera grande comparativement aux autres grandeurs, plus la séparation se fera sur une grande distance.

Pour des valeurs encore plus faibles du nombre de Froude interne, ou de la vitesse de l'écoulement, ou encore avec l'accroissement de la taille de l'obstacle ou de la stratification, l'écoulement peut changer de caractéristique et passer d'un état supercritique à un état subcritique /critique. Il peut se comporter comme un courant oscillatoire local dont la longueur d'onde d'oscillation dépend de l'énergie cinétique de l'écoulement (fig. 35c) (Kneller & Buckee 2000).

Pour les valeurs les plus faibles du nombre de Froude interne et de la vitesse de l'écoulement, ou pour une topographie importante et une stratification de l'écoulement intense, un saut hydraulique peut apparaître en aval de l'obstacle (fig. 35d) (e.g. Middleton 1970, Komar 1971, 1973). La création d'un saut hydraulique sera d'autant plus favorisée si le rapport entre la largeur et la hauteur de l'objet est grand (Castro & Snyder 1993).

Garcia & Parker (1989) et Garcia (1993) montrent expérimentalement que l'existence d'un saut hydraulique s'accompagne d'une diminution abrupte du cisaillement basal de l'écoulement. Cette diminution est liée à une chute brutale de la vitesse du courant qui peut ainsi entraîner un dépôt rapide des sédiments, localisé à proximité de l'obstacle. Par contre la charge suspensive se déposerait plus graduellement sur une distance pouvant excéder 1000 fois la hauteur du saut hydraulique (Garcia & Parker 1989). Si cette diminution de vitesse s'accompagne d'un flux sédimentaire croissant vers le bas, la répartition de la taille des grains déposés sera large et le tri plus faible (Mulder & Alexander 2001b).

Mulder & Alexander (2001b) montrent également à travers des modélisations analogiques qu'une rupture de pente peut localiser un dépôt en forme de cloche asymétrique (dépôt de rupture de pente) dont l'épaisseur et la longueur sont en grande partie contrôlées par l'angle de la rupture de pente et la vitesse de l'écoulement, sans nécessiter obligatoirement l'existence d'un saut hydraulique.

3.2. Cas naturel

Il est à noter que les études s'intéressant directement aux conséquences en termes de faciès de la présence d'un obstacle en aval du courant sont beaucoup moins nombreuses que les études concernant les effets amont.

McCave & Tucholke (1986) et Blumsack & Weatherly (1989) ont décrit la présence de dunes d'oscillation de grandes dimensions (500-3000 m de longueur d'onde, 10-100 mètres de hauteur) formées dans des sédiments fins, qui apparaissent souvent soit lors d'une rupture de pente, soit en base de pente ou encore sur les flancs des levées turbiditiques. Ces dunes peuvent être associées au développement de courant oscillatoire (fig. 35c) (Flood 1988, Kneller & Buckee 2000).

Ces ondes oscillatoires pourraient aussi expliquer la migration des dunes boueuses dans une direction inverse à la direction du courant originel ainsi que la présence de dunes de grandes dimensions observées sur les dépôts plio-pléistocènes de la partie sud de la ride sédimentaire (levée) du fan sous-marin du Var (Méditerranée, SE France) (Savoye *et al.* 1993) ou encore sur des dépôts quaternaires localisés sur la partie nord d'un chenal turbiditique du fan sous-marin de Hueneme situé au large de la Californie (Piper *et al.* 1999).

Sur le fan du Var (SE France), (Piper & Savoye 1993) notent, au niveau de la rupture de pente majeure située au débouché du canyon sous-marin du Var (talus continental), la présence de dépôts massifs, à granulométrie grossière, qui se présentent soit sous la forme de mégarides tractives soit sous la forme de dépôts plus massifs sans structure. Ces dépôts correspondraient au piégeage de la charge la plus grossière au pied de l'obstacle lors d'un saut hydraulique (Kneller & Buckee 2000).

L'existence de saut hydraulique est aussi invoquée pour expliquer la présence de zones de transit sédimentaire voire d'érosion qui se localisent au niveau des ruptures de pente ou à

l'embouchure des chenaux sous-marins (e.g. Mutti & Normark 1991, Mutti 1992, Kenyon *et al.* 1995, Vicente-Bravo & Robles 1995).

Mulder & Alexander (2001b) suggèrent qu'une grande partie des dépôts du fan du Var (SE France) correspondent à un dépôt de rupture de pente selon leur définition. Ces dépôts couvriraient une surface relativement importante, de l'ordre de 1500 km², lorsqu'elle est comparée à la longueur de la pente avant la zone de rupture qui est d'environ 25 km.

La présence d'une rupture de pente expliquerait la présence des morphologies sédimentaires souvent observées en base de pente continentale appelée encore « submarine plunge pool » (Farre & Ryan 1985, Aarseth *et al.* 1989) (fig. 36). Ces dépôts ont une forme ovoïde (fig. 36) et sont souvent associés à des figures d'érosion ou de dépôt (Aarseth *et al.* 1989, Bellaïche 1993). Leur épaisseur est de plusieurs dizaines de mètres, correspondant à l'accumulation dans le temps du même type de processus de dépôt.

L'influence de la rupture de pente pourrait aussi se manifester par l'existence de nombreuses ruptures granulométriques observées dans les dépôts de turbidites fines en pied de pente (Piper & Deptuck 1997). Ces ruptures granulométriques se caractérisent par l'alternance entre des dépôts d'argile et de silt qui pourrait correspondre aux passages répétés de tourbillons nés au niveau du changement de pente (Mulder & Alexander 2001b).

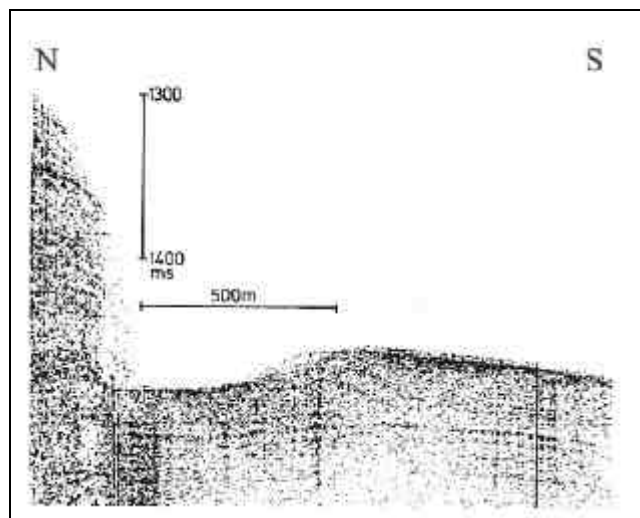


Figure 36 : Profil sismique le long d'un submarine plunge pool au pied du Sognefjord (Norvège) (d'après (Aarseth *et al.* 1989)).

4. Conclusion

Les différentes conséquences de l'influence de la présence d'une topographie sur les écoulements de densité sous-marins, selon un profil amont/aval, sont résumées dans le tableau 2.

	PROCESSUS	FACIES ET GEOMETRIE
AMONT	Réflexions / Déviations / Saut hydraulique / Ondes réfléchies (A,B,C) / A = onde internes solitaires quasi-oscillatoires de faible énergie / B = onde à front lisse de plus forte énergie / C = écoulement de densité de forme et d'énergie identique au courant d'origine / Découplage / Ecrasement de l'écoulement	<p>Faciès</p> <p>Directions de paléocourants opposées entre figure d'érosion et rides de courant / Forte reprise granulométrique / Séquences identiques répétées sur une même coupe verticale / Double drapages argileux / Epaisseur anormale / Rides d'oscillations / Forte déformation interne / Dépôts atypiques (hors séquence) / Piégeage grossier / Absence de variation de courant</p> <p>Géométrie</p> <p>Allongement / Etalement des dépôts parallèlement aux marges des topographies / Déviation / Fort amalgame vertical / Isolement latéral / Faibles extensions latérales / Propagation plus distale / Durée de vie plus importante / Rapport sable-argile plus élevé / Changements de morphologie (lobes à chenaux/ chenaux à couverture / chenaux à lobes) / Onlap / Unité supplémentaires / Variation d'épaisseur</p>
APLOMB	Accélération spatiale / Augmentation turbulence Transformation de corps / Découplage / Flow-stripping	<p>Faciès</p> <p>Erosion / Transit / Tri granulométrique / Dépôt de débordement / Absence de variation de courant</p> <p>Géométrie</p> <p>Unité absente</p>
AVAL	Divergence/ Vortex/ Onde d'oscillation / Saut hydraulique / Diminution vitesse / Diminution contrainte cisailante	<p>Faciès</p> <p>Reprise granulométrique alternée / Mégaride tractive / Lamination ondulée/ Transit / Erosion (scours)</p> <p>Géométrie</p> <p>Dunes d'oscillations grandes ampleurs / Dépôt de rupture de pente (cloche asymétrique-forme ovoïde)/ Unité supplémentaire</p>

Tableau 2 : Résumé des principales perturbations par les obstacles des écoulements gravitaires sous-marins en terme (1) de processus et (2) de faciès et géométrie des dépôts.

La conclusion principale de cette revue bibliographique est que la plus grande majorité des études concernant l'influence des topographies sur les écoulements de densité sous-marins s'intéressent à des objets de grandes dimensions, de plusieurs dizaines à centaines de mètres de haut sur quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres d'extension (e.g. Cope 1959, Craig & Walton 1962, Hersey 1965, Ryan *et al.* 1965, Ricci Lucchi 1981, Piper & Normark 1983, Siegenthaler *et al.* 1984, Aarseth *et al.* 1989, Kleverlaan 1989, Marjanac 1989, Thornburg *et al.* 1990, Kneller *et*

al. 1991, Haugthon 1994, Cronin 1995, Kneller & McCaffrey 1999, Haugthon 2000, Mulder & Alexander 2001b, Hooper *et al.* 2002).

Bien que certains écoulements turbulents soient susceptibles de franchir des hauteurs considérables (e.g. Dolan *et al.* 1989, Muck & Underwood 1990, Piper & Savoye 1993, Ricci Lucchi & Carmenlenghi 1993), dans la mesure où le rapport entre l'épaisseur de l'écoulement et la hauteur de l'obstacle est un paramètre fondamental dans le contrôle de l'intensité de la perturbation (e.g. Pantin & Leeder 1987, Alexander & Morris 1994, Edwards *et al.* 1994, Kneller & Buckee 2000), l'influence d'obstacles de grande taille sur les écoulements est nécessairement beaucoup plus marquée que celle d'obstacles de petites tailles.

De ce fait les études de cas naturels qui décrivent des perturbations liées aux obstacles de taille réduite sont rares (e.g. Cremer 1983, Morris *et al.* 1998a, Armentrout *et al.* 2000). Les effets principaux observés sont généralement (1) des érosions localisées sur les hauts topographiques, (2) un tri granulométrique et (3) des changements de morphologie des corps sédimentaires, sans obligatoirement de variations dans la direction des écoulements. Par contre, contrairement aux obstacles de grandes dimensions, il n'existe pas d'étude sur les variations de faciès occasionnées par la présence d'obstacles de taille réduite.

Dans la mesure où le but de ce travail est de déterminer l'importance des escarpements de failles synsédimentaires sur la dynamique de la sédimentation, il ne s'intéresse qu'à des objets de petites tailles. En effet, même à considérer un séisme majeur affectant le fond marin, l'escarpement résultant ne dépasse pas une hauteur de quelques mètres au maximum (e.g. (Leeder & Jackson 1993, Koukouvelas *et al.* 2001).

Les questions posées sont les suivantes :

(1) Est il possible de déterminer l'existence d'escarpements de failles synsédimentaires fossiles par une analyse sédimentologique des dépôts issues d'écoulements sous-marins ?

(2) Etant donné la faible hauteur des escarpements de faille synsédimentaires, quelle est l'ampleur des perturbations provoquées sur les écoulements sous-marins ?

Pour répondre à ces questions, les dépôts de la formation des Grès d'Annot, dans les Alpes de Haute Provence, ont été choisis, d'une part, parce qu'ils constituent un des plus beaux exemples au monde de dépôts sous-marins fossiles et, d'autre part, parce qu'ils présentent une grande variété dans la nature des écoulements (cf. Shanmugam 2002).

**B: Cas d'étude : La formation des Grés d'Annot (Fin Eocène) (SE
France)**

**Chapitre 3 : Présentation des caractéristiques générales de la
formation des Grés d'Annot**

Chapitre 3 : Présentation des caractéristiques générales de la formation des Grès d'Annot

Le bassin des Grès d'Annot appartient à l'ensemble des bassins d'avant-pays périalpins méridionaux d'âge tertiaire (e. g.: Champsaur, Taveyannaz, Grès du Val d'Iliez). Il se situe dans le sud des Alpes françaises, autour du Massif Cristallin de l'Argentera (fig. 37). À l'Est, il est bordé par l'ensemble des Unités Internes de la chaîne alpine (fig. 37), à l'Ouest par le bassin d'avant-pays de Valensole (fig. 37).

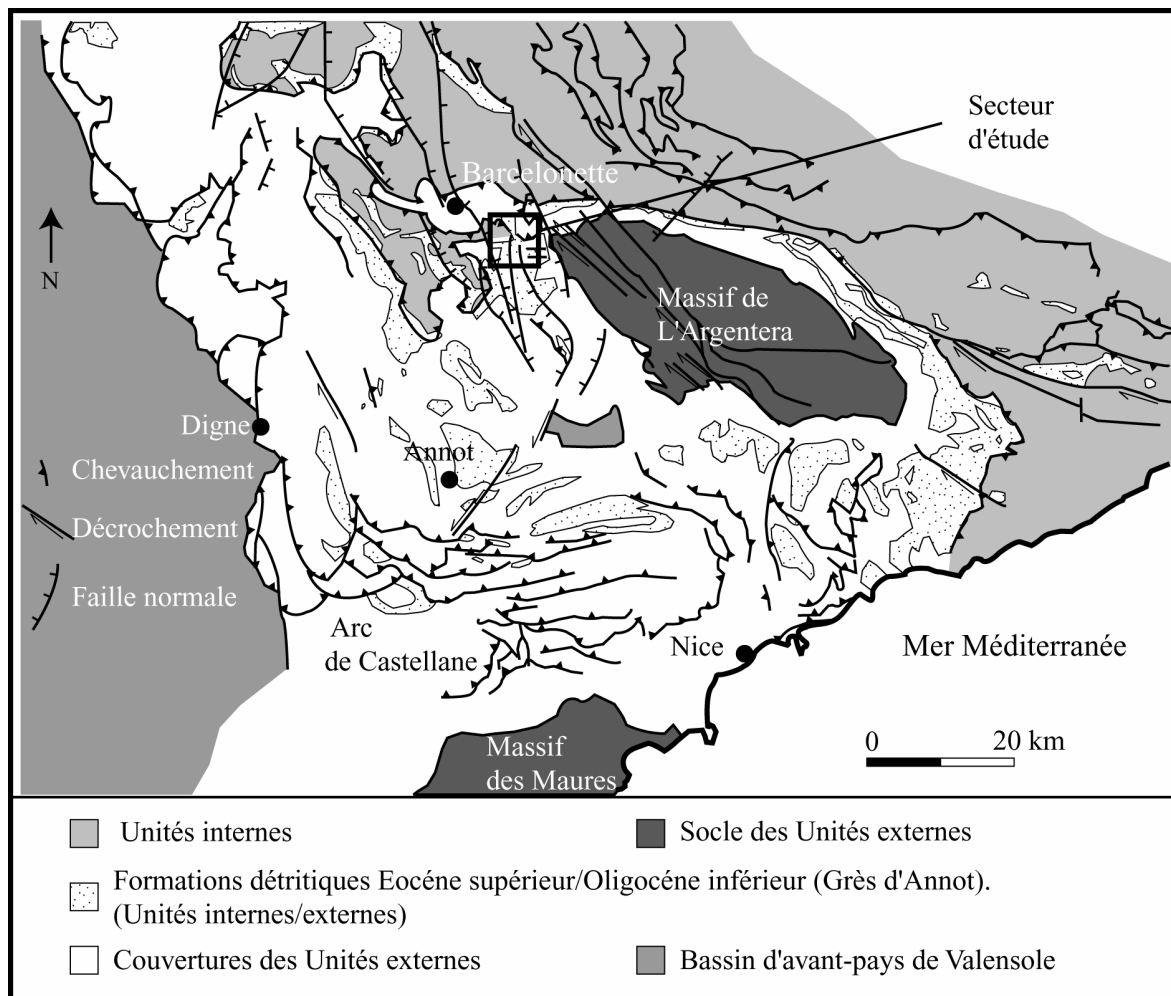


Figure 37 : Cadre géologique régional de la formation des Grès d'Annot.

La formation des Grès d'Annot correspond à une série de dépôts sous-marins d'épaisseur maximale de 1000 à 1200 m (Apps 1987, Ravennes *et al.* 1987, Joseph *et al.* 2000). Cette formation repose en « onlap » sur la formation des calcaires nummulitiques et la formation des marnes bleues, l'ensemble des trois formations constituant la « Trilogie Priabonienne » (Ravennes *et al.* 1987). Les dépôts des Grès d'Annot sont datés de la fin de l'Eocène et du début de l'Oligocène (Jean 1985).

Les dépôts sont composés principalement de corps gréseux massifs à granulométrie de sable grossier et galet, alternant avec des dépôts argileux. La géométrie des dépôts correspond au sud (région d'Annot) à de larges chenaux sous-marins qui évoluent vers le nord en des corps plus tabulaires, non chenalisants (région de Barcelonnette), l'ensemble se terminant au nord par des dépôts frangeant riches en argile (Joseph *et al.* 2000).

Selon (Guillocheau *et al.* sous presse), l'organisation géométrique et l'évolution spatiale des dépôts seraient contrôlées par le taux de sédimentation en relation avec les variations du niveau marin relatif, associées aux phases de progradation/aggradation/rétrogradation des systèmes deltaïques à la source des sédiments. La phase de progradation se caractérise par des dépôts hétérolithiques, tabulaires et à faible pente (phase d'accrétion) qui passent à des corps homolithiques/hétérolithiques faiblement érosifs ou en transit puis à des corps tabulaires à laminations obliques et larges scours (phase de remplissage). La phase aggradante correspond à des dépôts homolithiques tabulaires à laminations planes et à scours de tailles moyennes à réduites. La phase de rétrogradation se caractérise par un dépôt condensé présentant une forte bioturbation. Chaque cycle aurait une durée de 20000 ans.

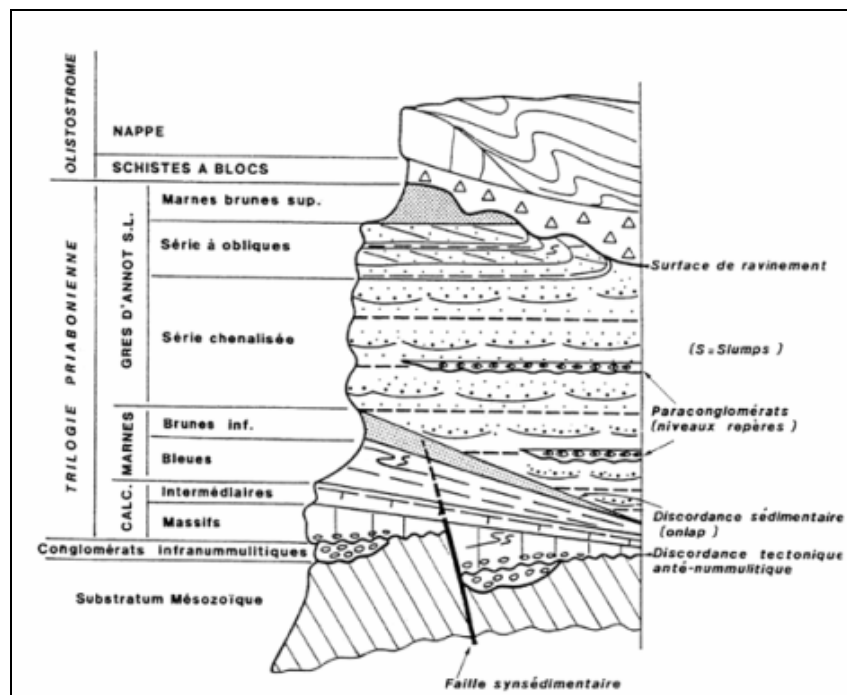


Figure 38 : Log synthétique de la Trilogie Priabonienne selon Ravennes *et al.* (1987).

Les études paléogéographiques générales montrent que le sud du bassin d'Annot était bordé par une chaîne de montagnes d'orientation globalement E-W, comprenant les massifs des Maures et de l'Esterel ainsi que le bloc Corso-Sarde (Jean 1985) (fig. 39). Cette zone constitue la source majoritaire des sédiments à l'origine de la formation des Grés d'Annot (e.g. Kuenen *et al.* 1957,

Gubler 1958, Stanley 1965, Ivaldi 1974, Stanley 1975, Elliot *et al.* 1985, Jean 1985, Ravennes *et al.* 1987, Hilton 1995) (fig. 39). Un apport sédimentaire en provenance du bassin des Nappes Internes ou de la Cordillère Tendasque, situé à l'est du bassin d'Annot, a été aussi invoqué par certains auteurs (Campredon 1972, Ivaldi 1974, Jean 1985) (fig. 39).

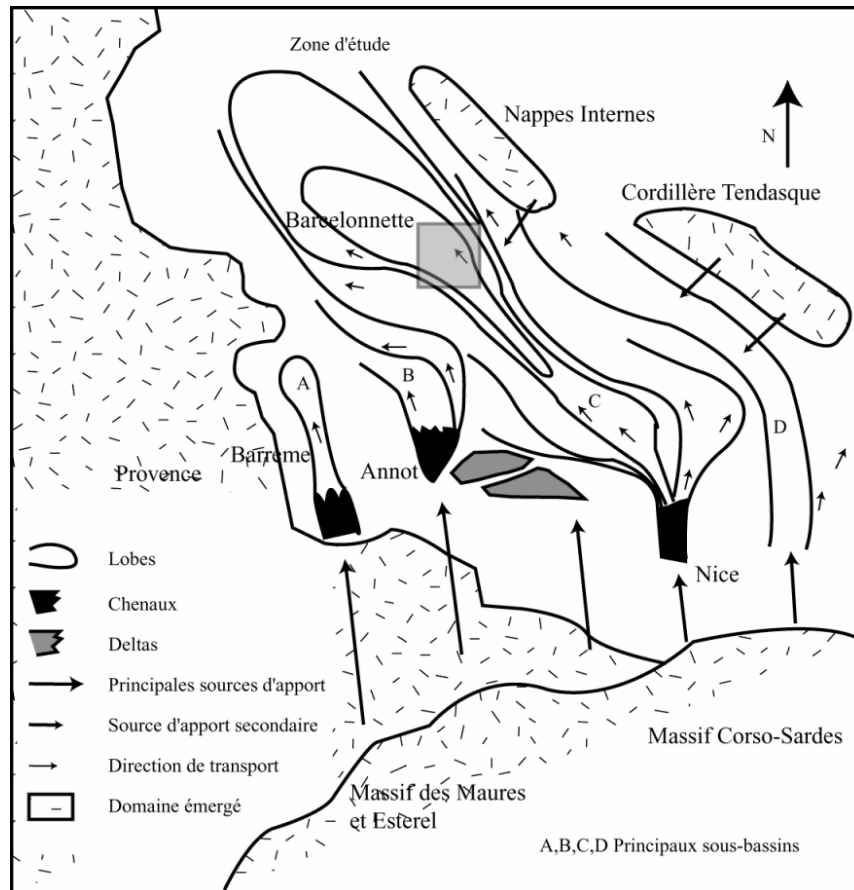


Figure 39 : Cadre paléogéographique à l'époque de la mise en place des Grés d'Annot (modifié d'après Ravennes *et al.* (1987)).

Du point de vue géodynamique, il est maintenant admis que le bassin des Grés d'Annot correspond à un bassin d'avant-pays soumis pendant la sédimentation turbiditique à un régime tectonique en compression.

Les dépôts centres migrent d'est en ouest selon la direction de la compression alpine (Elliot *et al.* 1985). La sédimentation évolue depuis des turbidites profondes dans le bassin d'Annot pendant l'Eocène moyen et le début de l'Oligocène vers des turbidites influencées par les tempêtes dans le bassin de Barrême situé au sud-ouest pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène puis vers des dépôts fluvio-lacustres dans le bassin de Digne-Valensole situé encore plus à l'ouest durant l'Oligocène, le Pliocène et le Pléistocène. Les dépôts fluviatiles du Paléocène et de l'Éocène inférieur dans le bassin de Barrême au sud-ouest du bassin d'Annot sont influencés directement par le fonctionnement de

chevauchements (canalisation) (Gupta 1997). Pour Ford *et al.* (1999) les Grès d'Annot se déposent dans un bassin d'avant-pays ouvert, dont la zone de subsidence maximale migre vers le nord-ouest de l'Eocène moyen à l'Eocène supérieur et se ferme au sud-ouest contre le massif des Maures et de l'Esterel. À l'Oligocène inférieur, la direction de raccourcissement initialement E-W devient SW-NW consécutivement à la mise en place des nappes de l'Embrunais-Ubaye.

Néanmoins pour d'autres auteurs (e.g. Paris 1987, Ravennes *et al.* 1987, Hamiti 1994) il existe des preuves d'une tectonique extensive synsédimentaire globalement E-W et qui se manifeste par le fonctionnement de failles normales NE-SW à pendage SE (par exemple a faille de Braux à l'Ouest d'Annot). Ces failles auraient essentiellement fonctionné pendant la sédimentation des calcaires nummulitiques et des marnes bleues, avant la mise en place des Grés d'Annot. Cette extension serait liée à l'ouverture du rift Corso-Sarde.

Labaume *et al.* (1989) décrivent, à partir d'une étude microtectonique de la Nappe de Digne et des Grés d'Annot autour du Massif de l'Argentera, une évolution tectonique en 5 phases successives de déformation fragile (fig. 40).

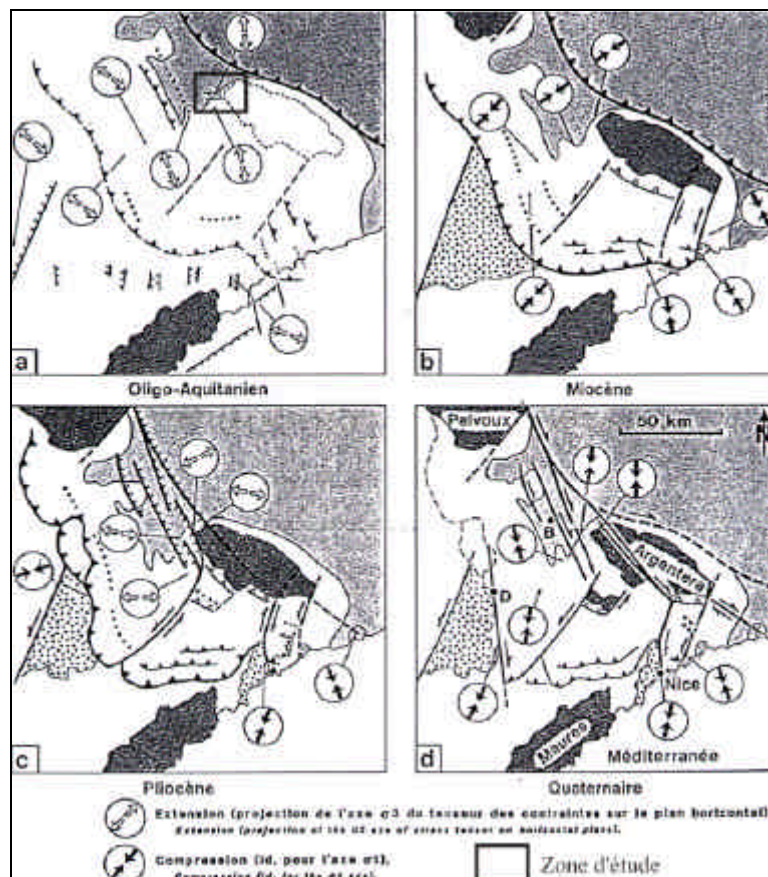


Figure 40 : Modèle d'évolution tectonique du Sud des Alpes externes occidentales du début de l'Oligocène au Quaternaire (modifié d'après Labaume *et al.* (1989)).

(1) Une phase compressive de direction NW-SE du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen.

(2) Une phase extensive NW-SE à NS de l'Oligocène à l'Aquitainien pour la zone du massif de l'Argentera ; cette phase s'enregistre à partir de l'Eocène supérieur pour le secteur du bassin de Digne (fig. 40). L'origine de cette phase d'extension peut être double : soit elle est la conséquence du Rifting Oligocène Ouest-Européen, soit elle est traduite par une permutation des axes de contraintes principales dans le bassin d'avant-pays lorsque le front compressif était localisé plus à l'est.

(3) Une phase compressive NE-SW pendant le Miocène (fig. 40).

(4) Une phase extensive de direction E-W au Pliocène (fig. 40).

(5) Une phase compressive N-S au Quaternaire (fig. 40).

Labauve *et al.* (1989) notent que les différentes phases extensives ne sont pas incompatibles avec un régime compressif général, aux limites du bassin. Il importe cependant de préciser à quel stade d'évolution et dans quelle partie de la chaîne se situent ces déformations extensives.

À l'échelle régionale, la morphologie du bassin, correspond à une série de quatre grands sous bassins d'orientation SE-NW (Elliot *et al.* 1985, Jean 1985, Apps 1987, Ravennes *et al.* 1987, Pickering & Hilton 1998). Ces bassins (notés A,B,C,D fig. 39) sont partiellement confinés et se remplissent successivement d'est en ouest, consécutivement à la progression des chevauchements alpins. Ils ne sont reliés entre eux que par des chenaux ou des zones de transit (Sinclair 1994, Pickering & Hilton 1998, Sinclair & Tomasso 2002).

L'identification et l'influence des topographies de tailles réduites, en particulier liées à au fonctionnement de failles normales synsédimentaires, sur les écoulements sous-marins restaient jusqu'ici anecdotiques par rapport à l'ensemble des travaux existant sur la formation des Grès d'Annot (Cremer 1983, Kneller & McCaffrey 1999, McCaffrey & Kneller 2001, Bouroullec 2002).

Le cadre de la présente étude se situe dans le secteur du col de la Moutière, dans la partie nord de la formation des Grès d'Annot. Les dépôts correspondent à des corps tabulaires, non chenalés qui se mettent en place dans le sous bassin de Sanguinière/Col de la Cayolle, allongé dans une direction SSE-NNW et large de 9 à 19 Km (bassins *et al.* 1985, Pickering & Hilton 1998, Joseph *et al.* 2000). La direction des écoulements principaux est parallèle de l'axe du sous bassin (Inglis *et al.* 1981, Jean 1985, Ravennes *et al.* 1987, Pickering & Hilton 1998, Joseph *et al.* 2000).

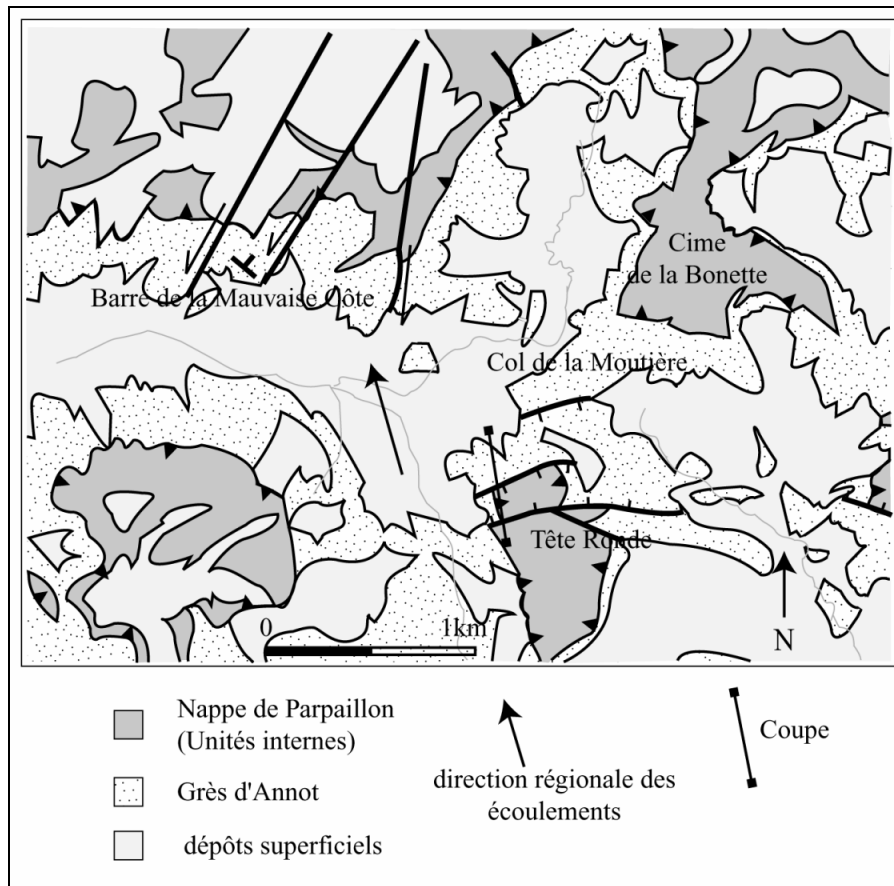


Figure 41 : Cadre géologique de la zone d'étude (Col de la Moutière, Tête Ronde).

Chapitre 4. Analyse structurale de la zone de Tête Ronde

1. Description des structures

La stratification des grès est orientée NNE-SSW et pend de 15-20° vers l'est (pôle moyen N 310 70°SE) (fig. 42a). Deux populations principales de failles ont été mises en évidence :

(1) Des failles normales de direction E-W avec des pendages de 70-80° S (pôle 005N 20°SW) et des failles conjuguées à pendage de 40-50° vers le nord (pôle N180 40°N) (fig. 42b). Le pitch des stries portées par ces plans est compris entre 70 et 90° (fig. 42b et 43).

(2) Des failles décrochantes de direction NNE-SSW avec des pendages de 70-80° W (pôle N125 10-15° NW) (fig. 42c) qui recoupent la population de failles précédentes. Le pitch des stries portées par ces plans de failles est compris entre 0-30° montrant l'existence d'une faible composante verticale (fig. 42c et 44).

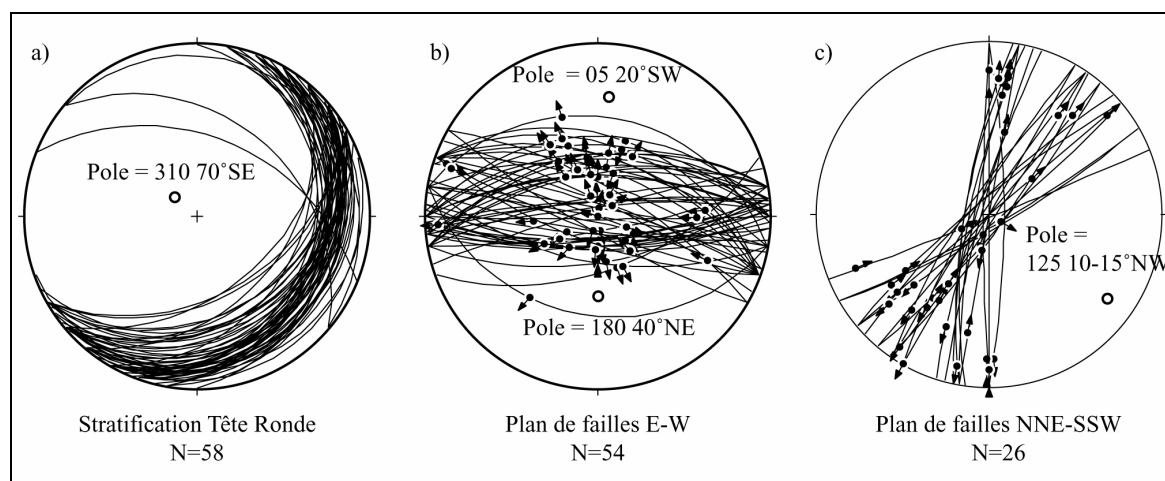


Figure 42 : Représentation sur des diagrammes de Schmidt (hémisphère inférieur) des plans de la stratification (a) et des 2 générations de failles (b et c) et les stries associées (flèches noires) N représente la nombre de mesures.

2. Evolution chronologique des axes des tenseurs de déformation

La détermination des axes de déformation ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) a été effectuée à l'aide du logiciel Faulkin 3.8a (Allmendinger *et al.* 1992).

Pour les failles EW, le tenseur calculé donne les orientations suivantes (génération 1a fig. 46) :
 σ_1 : N170 4°N (valeur propre=0,2569), σ_2 : N080 5°W (valeur propre=-0,0241), σ_3 : N300 78°E
 (valeur propre=-0,2327) avec $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = 0,43$.

Pour les failles NNE-SSW, le tenseur calculé donne les orientations suivantes (génération 2a fig. 46): σ_1 : N268 5°E (valeur propre=0,1160), σ_2 : N164 68°NW (valeur propre=-0,0414), σ_3 : N0 20°S (valeur propre=-0,0746) avec $R = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{\sigma_1 - \sigma_3} = 0,17$.

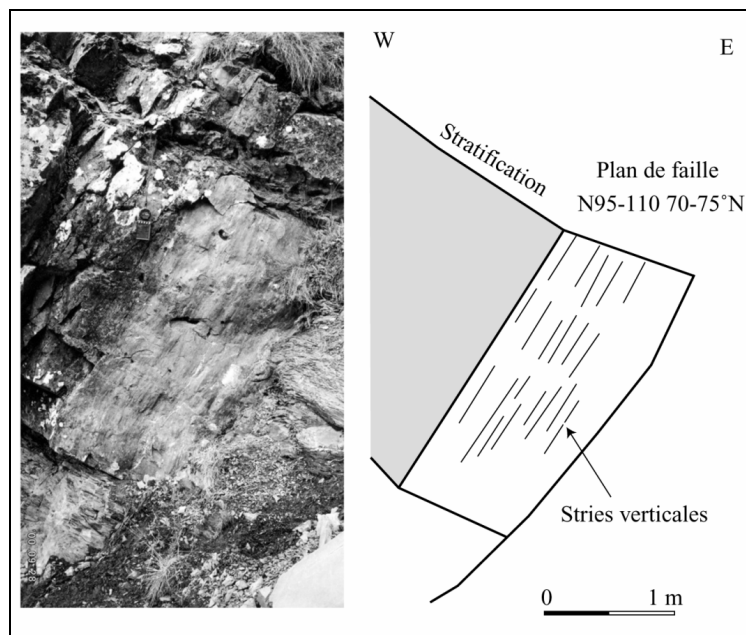


Figure 43 : Miroir de faille N 95-110 70-75°N portant des stries verticales associées à un déplacement en faille normale.

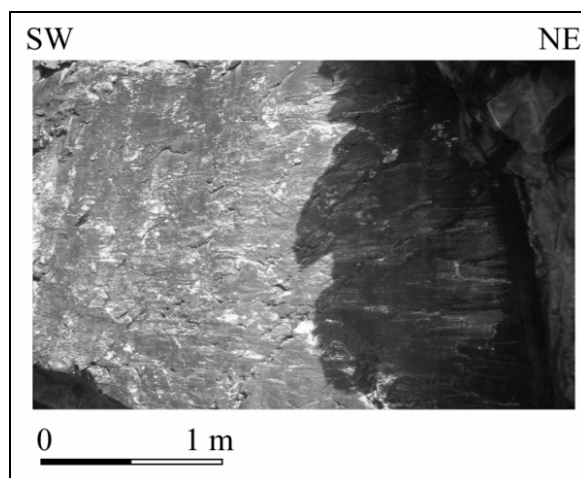


Figure 44 : Miroir de faille N35 80°W portant des stries horizontales caractérisant un mouvement décrochant dextre.

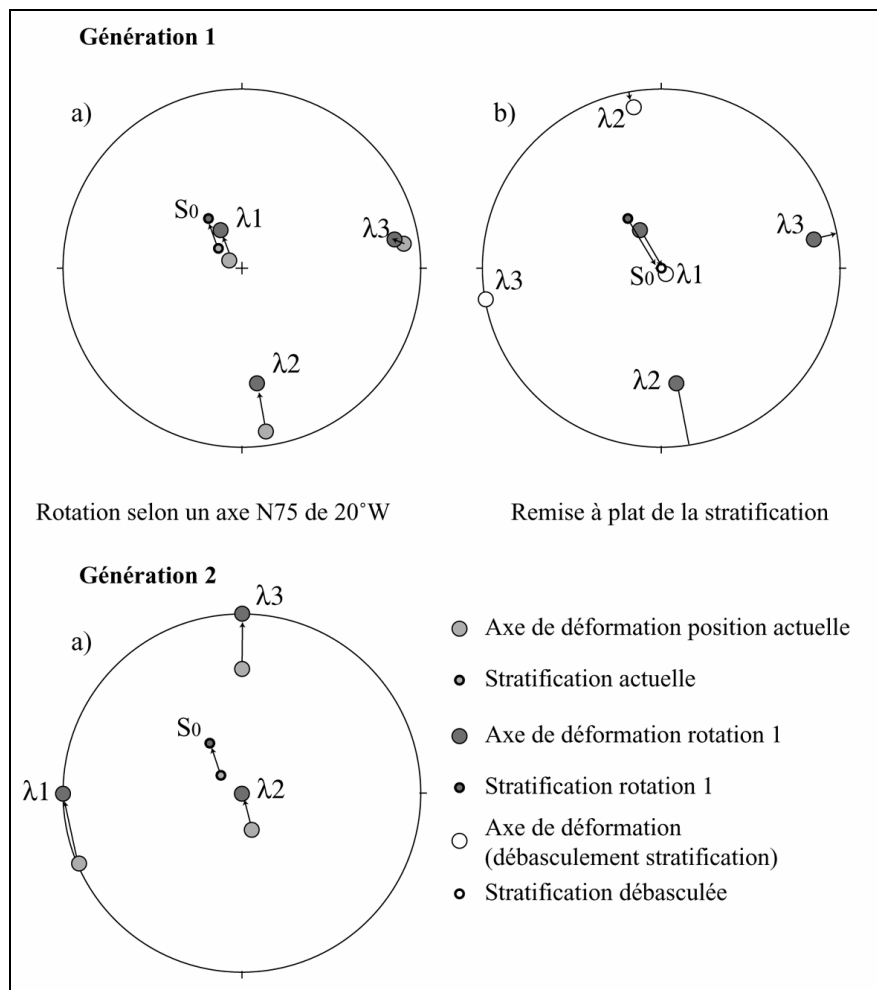


Figure 45 : Représentation des tenseurs de déformation (λ_1 , λ_2 , λ_3) calculés pour les 2 générations de failles (a) remise à l'horizontale du tenseur des failles de génération 2 selon un axe N75 20°W, (b) remise à l'horizontale du tenseur des failles de génération 1 par basculement de la stratification.

Le tenseur de déformation pour les failles normales E-W montre un axe λ_3 subvertical, caractéristique d'un régime extensif mais suggérant un léger basculement postérieur de l'ordre de 10° (génération 1a fig. 45). Le tenseur de déformation calculé pour les failles décrochantes NNE-SSW montre un axe λ_2 subvertical, caractéristique d'un régime décrochant, qui suggère également un basculement postérieur de l'ordre de 20° (génération 2a fig. 45a).

Suivant les lois rhéologiques de la déformation de la croûte fragile, en régime extensif (λ_3 vertical, λ_1 et λ_2 horizontaux) les failles normales se développent avec un pendage de 60°, et en régime décrochant (λ_2 vertical, λ_1 et λ_3 horizontaux) les décrochements se développent avec un pendage de 90° (Byerlee 1978).

Les failles normales E-W sont conjuguées avec des pendages respectifs de 70-80° S et 40-50° N. L'angle dièdre entre la stratification et ces failles est de 60-65° (fig. 46). Ces failles se sont donc

développées en contexte extensif (σ_3 vertical) alors que la stratification était horizontale, l'ensemble failles et stratification ayant été basculé postérieurement.

Les failles décrochantes NNE-SSW ont un pendage de 70-80 W. L'angle dièdre entre la stratification et les failles est de l'ordre de 75-80° (fig. 46). Ceci suggère (1) que ces failles se sont développées sur une stratification déjà basculée et que (2) pour restaurer l'axe σ_2 à la verticale, c'est-à-dire dans une position caractéristique d'un régime décrochant, un deuxième basculement postérieur au développement de ces failles est nécessaire.

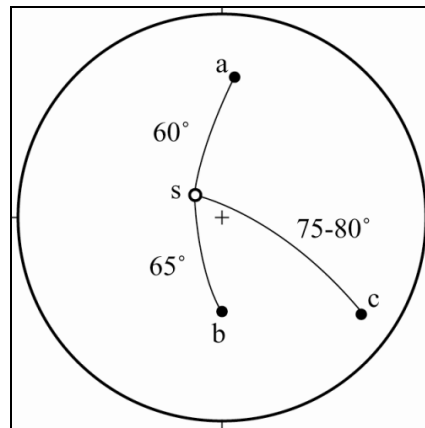


Figure 46 : Mesure de l'angle dièdre entre les pôles des failles de génération 1 (Failles EW conjuguées $a = 05\ 20^\circ / b = 180\ 40^\circ$) et de génération 2 (Failles NNE-SSW $c = 125\ 10-15^\circ$) et le pôle de la stratification ($s = 310\ 70^\circ$).

La restauration de la position des axes des deux déformations successives a été effectuée de la manière suivante. Dans un premier temps, l'axe σ_2 du tenseur en décrochement est ramené en position verticale. Cette rotation s'effectue selon un axe horizontal de direction N075 selon un angle de 20°W (génération 2a fig. 45). En appliquant la même procédure pour la stratification de la zone de Tête Ronde, l'orientation du nouveau pôle est N330 55°SE. Suivant cette même opération, le tenseur en extension subit une rotation qui amène l'axe σ_3 dans une nouvelle position N330 60°SE (génération 1a fig. 45). L'opération suivante consiste à ramener la stratification à l'horizontale, ce qui revient à effectuer une rotation de 35° selon un axe N060 horizontal (génération 1b fig. 45). Parallèlement cette rotation amène l'axe σ_3 en position subverticale (génération 1b fig. 45).

3. Conclusion

Cette restauration montre qu'après le développement des failles normales E-W (fig. 47a), l'ensemble des dépôts a subi un basculement de l'ordre de 35° suivant un axe horizontal N060 (fig.

47b). Sur cet ensemble basculé, les failles décrochantes NNE-SSW se sont développées (fig. 47c) et ont été basculées de 20° à leur tour selon un axe horizontal N075 (fig. 47d).

Ces phases de déformation sont compatibles avec les phases de déformations décrites par Labaume *et al.* (1989) dans cette région (fig. 40). Ainsi le développement des failles normales E-W est compatible avec la direction d'extension NW-SE à NS pour la période allant de l'Oligocène à l'Aquitainien qui chevauche la période pendant laquelle des déposit les Grès d'Annot (fig. 47a). Les phases de basculement (fig. 47b et 47d) et le fonctionnement des failles décrochantes (fig. 47c) pourraient être associés aux phases compressives miocène et quaternaire de Labaume *et al.* (1989) (fig. 40 b et d). Par contre, il n'a pas été observé de failles normales compatibles avec la phase de déformation extensive N-S du Pliocène de ces auteurs (fig. 40c).

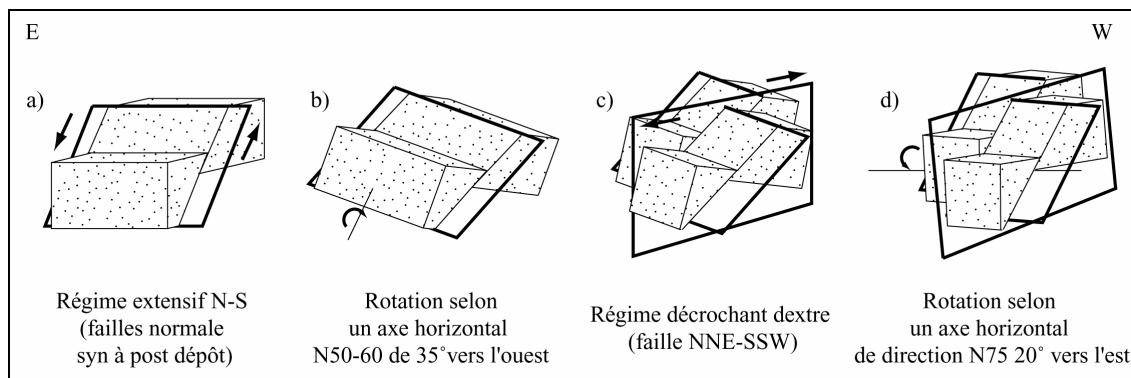


Figure 47 : Evolution chronologique des phases de déformations ayant affecté les grès d'Annot au Col de la Moutière a) Régime extensif NS synchrone à postérieur aux dépôts des Grès d'Annot b) Rotation de 35° de l'ensemble des dépôts selon un axe horizontal N060) Régime décrochant dextre d) Rotation de 20° selon un axe horizontal N075.

Les failles normales E-W ont fonctionné pendant la sédimentation des Grés d'Annot : elles sont donc susceptibles d'avoir perturbé les dépôts des écoulements de densité sous-marins. En conséquence l'étude sédimentologique suivante se focalisera sur l'analyse des faciès sédimentaires des dépôts des Grés d'Annot selon des coupes perpendiculaires aux failles normales E-W. Elle concerne des failles normales montrant, d'une part, des rejets verticaux inférieurs au mètre (*chapitre 5*), d'autre part, des rejets pluri-métriques à décimétriques (*chapitre 6*).

**Chapitre 5 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical
décimétrique**

Chapitre 5 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical décimétrique

1. Analyse de l'affleurement

1.1. Présentation géométrique de l'affleurement

L'analyse porte sur un ensemble de dépôts hétérolithiques d'une épaisseur de l'ordre de 1 m, affecté par une série de petites failles normales E-W conjuguées dont les principales sont du nord au sud (fig. 48):

- (1) faille N100 40°S, rejet vertical de 15 cm.
- (2) faille N120 50°N, rejet vertical de 10 cm.
- (3) faille N108 34°S, rejet vertical de 10 cm.

Selon une coupe N-S, quatre logs sédimentologiques ont été levés sur une distance d'environ 3 m (fig. 49). Cinq unités notées de « **a** » à « **e** » ont été déterminées (fig. 49).

L'unité **a** constitue un ensemble hétérolithique continu et isopaque (12-13 cm) sur l'ensemble de l'affleurement. Elle n'est pas affectée par le réseau de failles.

L'unité **b** est constituée à la base par un banc argileux, d'épaisseur centimétrique à pluricentimétrique, qui correspond à la zone d'enracinement des failles. Le premier niveau gréseux sus-jacent est étiré et boudiné horizontalement. Au-dessus de ce banc, les dépôts se caractérisent par un niveau d'argile d'épaisseur très variable (6-7 cm au maximum) qui disparaît totalement dans les grabens. Il passe au sommet à un ensemble gréseux épais, d'épaisseur constante (20 cm). Ces derniers bancs sont décalés verticalement par les failles de 10 à 15 cm.

L'unité **c** est constituée par un banc gréseux qui montre de fortes variations d'épaisseur entre les horsts (8 cm) et les grabens (11 cm).

L'unité **d** correspond à un doublet argile/sable présent uniquement dans les grabens (fig. 49).

L'unité **e** est constituée d'un niveau argileux unique dont l'épaisseur varie fortement entre les horsts (1 cm) et les grabens (5 cm).

L'unité **f** sus-jacente hétérolithique n'est pas affectée par le réseau de failles normales. Elle est continue et isopaque (15 cm) sur l'ensemble de l'affleurement.

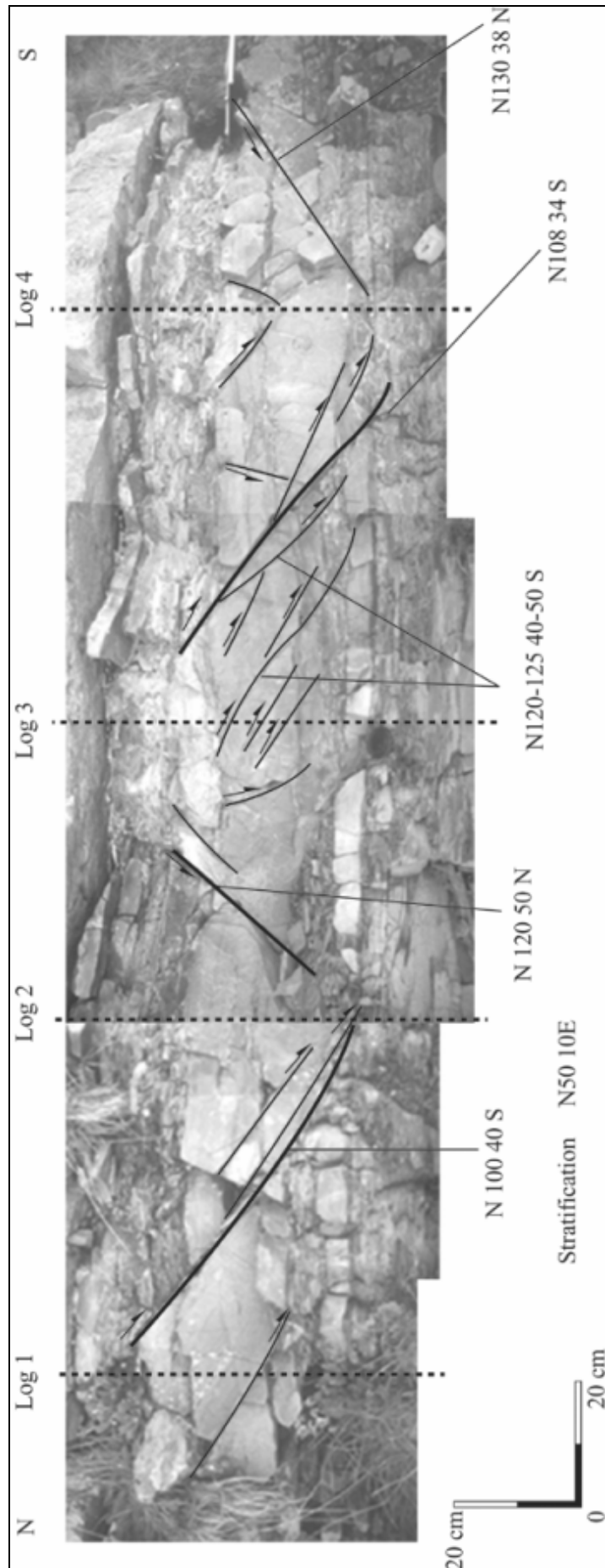


Figure 48 : Vue générale de l'affleurement montrant un réseau de failles normales, conjuguées, scellées, aux pendages variant entre 30 et 60°, pour des rejets maximum de 0,1-0,15 m. Ces failles affectent des faciès hétérolithiques composés d'une alternance de dépôts argileux et de dépôts sableux (fins à grossiers).

1.2. Description des faciès

Les dépôts s'organisent selon une alternance de niveaux argileux d'épaisseur pluricentimétrique et de niveaux de grès d'épaisseur centimétrique à décimétriques. Les niveaux gréseux se répartissent en deux grandes catégories de faciès (fig. 49).

1.2.1 Faciès 1

Ce faciès correspond à des grès fins à moyens, à base plane faiblement érosive. Les grès moyens présentent les bases les plus fortement érosives (par exemple la base unité **f**, surface d'érosion 5) (fig. 49) qui se caractérisent par des petites cannelures érosives. La structure des bancs est constituée à la base par des laminations planes parallèles dont la linéation est soulignée par la présence de micas. Cette structure évolue verticalement vers un litage à rides de courant 2D et à convolutés. Le sommet des bancs est plan à légèrement onduleux. Les bancs gréseux forment des ensembles tabulaires de grande continuité latérale à l'échelle de l'affleurement. De nombreuses traces fossiles (telles que *Zoophycos*, *Planolites*) sont présentes dans ce type de faciès.

Ce faciès peut s'interpréter comme une succession de séquences Tbc-Te ou Tc-Te de Bouma. Il correspond aux bancs gréseux de l'unité **a**, de la base de l'unité **b**, de l'unité **d**, et de l'unité **f** (fig. 49).

1.2.2 Faciès 2

Il correspond à des ensembles gréseux à base fortement érosive. Leur base est soit relativement plane (unité **b**, surface d'érosion 1), soit très irrégulière (unité **c**, surface d'érosion 3) (fig. 49). La granulométrie de bancs gréseux évolue globalement d'un sable grossier vers un sable moyen à fin. L'organisation des dépôts est parfois complexe et très variable latéralement. La base est soit massive, sans structure et à sable grossier, soit à laminations planes parallèles et à sable moyen. Les dépôts passent vers le haut à un sable moyen recoupé par de nombreux scours présentant de fortes reprises granulométriques (sable grossier), et incorporant de nombreux galets mous ainsi que des niveaux argileux discontinus. Le sommet de ces bancs est érosif (surface d'érosion 2 et 4) (fig. 49).

Ce faciès représente une séquence complexe Tab de Bouma. Il est représenté par le banc gréseux sommital de l'unité **b** et l'unité **c** (fig. 49).

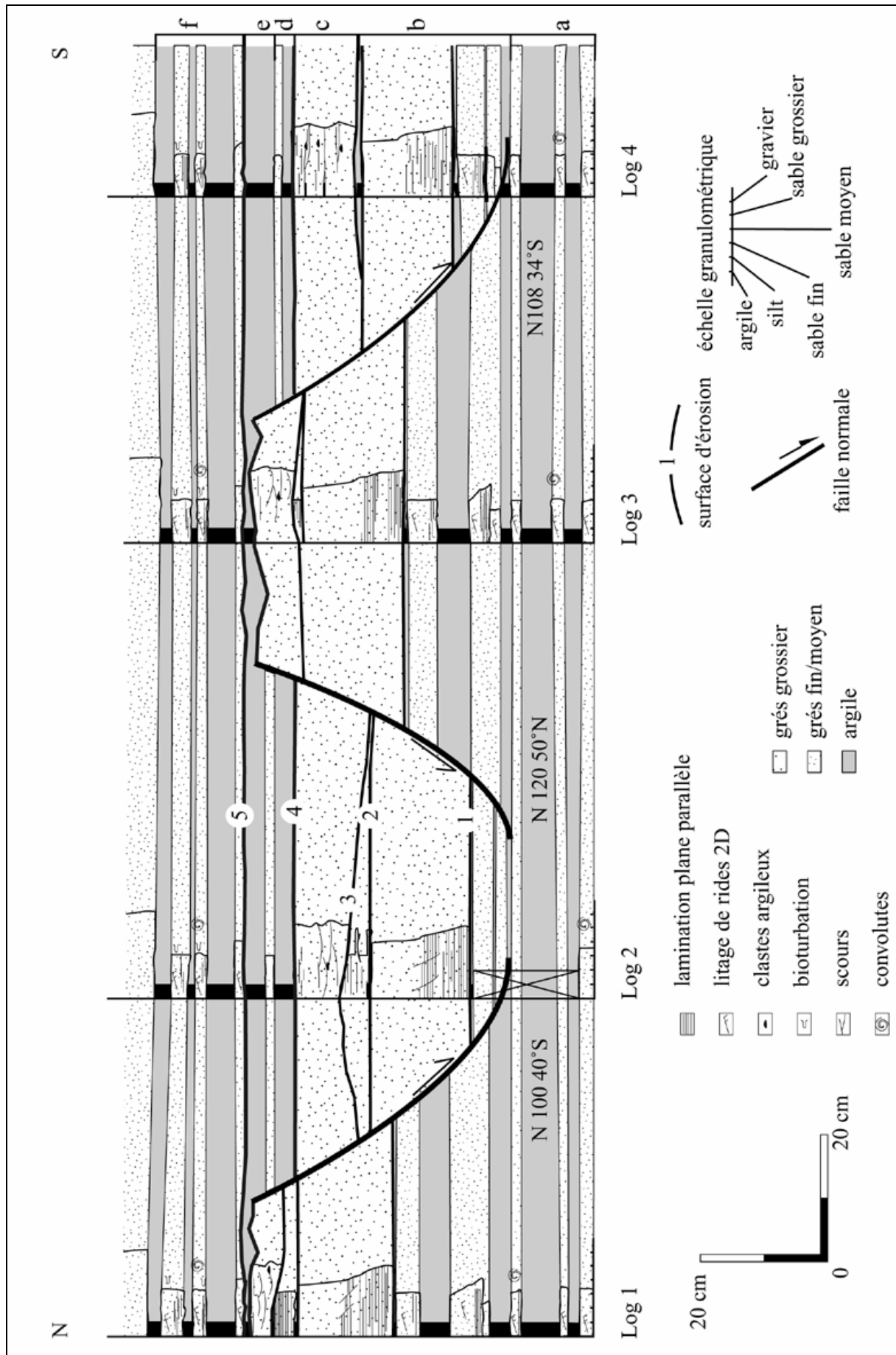


Figure 49 : Panneau des logs corrélés.

Les directions de paléocourant ont été déterminées à partir de l'analyse des figures d'érosion en base de bancs, des rides de courant et des linéations de délit. Quel que soit le type de figures de courant, les directions de courant déduites de celles-ci sont homogènes, comprises entre N320-330, sur l'ensemble des unités de **a** à **f** (fig. 50).

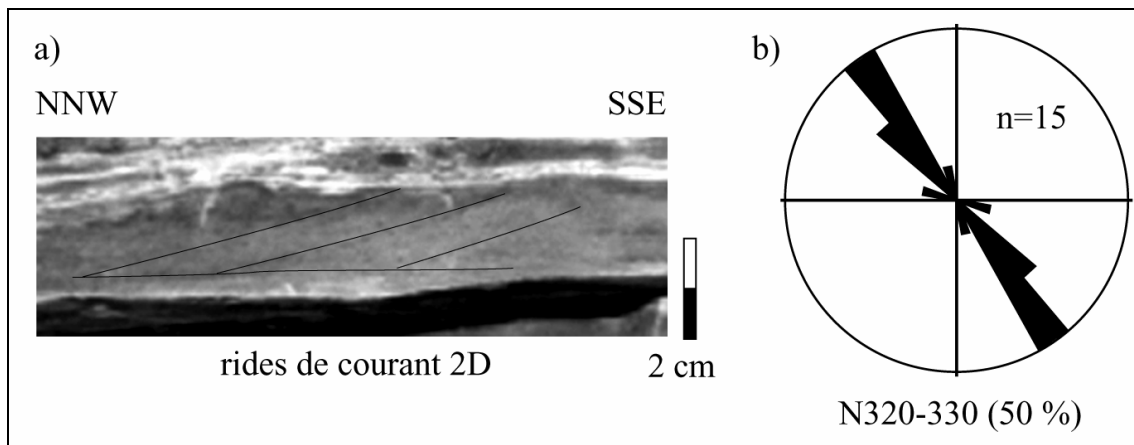


Figure 50 : a) exemple de ride de courant 2D b) Direction des paléocourants déterminée à partir de l'analyse des figures d'érosion, des rides de courant 2D et des linéations de délit.

1.3. Nature des écoulements

1.3.1. Faciès 1

Ces séquences de dépôts sont caractéristiques d'une succession d'écoulements turbiditiques en ralentissement et en déplétion correspondant soit à la partie supérieure d'un écoulement plus concentré soit à la queue d'un écoulement turbiditiques s. s.

1.3.2. Faciès 2

Ces dépôts sont caractéristiques d'écoulements concentrés à la limite inférieure des concentrations (proche d'un écoulements turbulent) ou d'écoulements transitoires stratifiés (nature mixte). La séquence Ta se forme probablement lors du passage de la tête érosive concentré, la partie supérieure correspondant à la queue de l'écoulement. La présence de reprises granulométriques internes peut s'expliquer par des variations internes soit dans les conditions de mouvement sur le fond (« traction carpet ») (Lowe 1988, Postma *et al.* 1988), soit dans la nature du sédiment (Hand 1997) ou encore par des pulsations dans l'intensité des turbulences (Hiscott 1994, 1995).

La nature complexe de l'unité c, mixant des niveaux de granulométrie très variable sans grande continuité latérale, peut témoigner d'un fort amalgame des dépôts qui résulterait du transit dans le

temps de nombreux écoulements concentrés pendant la phase de progradation de l'appareil turbiditique (Guillocheau *et al.* sous presse).

Enfin, les dépôts argileux peuvent caractériser soit la partie la plus fine de l'ensemble des écoulements précédents constituant une séquence Te de Bouma, correspondant au passage de la queue des écoulements et donc à un processus dynamique, soit un drapage argileux purement suspensif tardif.

2. Impact des escarpements décimétrique de failles synsédimentaires sur les écoulements de densité sous-marins

L'étude de l'évolution des faciès et des épaisseurs de l'ensemble des unités montre qu'une certaine variabilité dans la caractéristique des dépôts est en relation directe avec la présence des failles E-W. Ces changements se marquent par :

(1) Un amincissement d'une partie des dépôts de l'unité **b** au niveau des grabens, qui ne s'accompagne d'aucune variation de faciès et est essentiellement accommodé dans les dépôts argileux (fig. 49) ;

(2) Une érosion plus importante au niveau des horsts (surface 4 et 5) qui s'accompagne d'une variation d'épaisseur des unités sous-jacentes (unité **c** et **e** respectivement) (fig. 49).

La surface d'érosion 4 au sommet de l'unité **c** est plane à faiblement ondulée dans les grabens, alors qu'elle est beaucoup plus irrégulière avec des incisions de profondeur pluricentimétrique sur les horsts (fig. 49), entraînant une diminution de l'épaisseur de l'unité **c**.

La base érosive de l'unité **f** (surface d'érosion 5) se caractérise par une évolution similaire à celle de la surface d'érosion 4 et s'accompagne d'une forte diminution de l'épaisseur de l'unité **e**, qui passe 10 cm dans les grabens à 2 cm sur les horsts (fig. 49). Ainsi, entre la base de l'unité **c** et la base de l'unité **f**, les épaisseurs cumulées sont en moyenne de 8 cm sur les horsts et de 18 cm dans les grabens (fig. 49).

(3) La localisation d'un doublet argile/ sable (unité **d**) uniquement dans les grabens.

2.1. Effet de la déformation

L'amincissement des dépôts de l'unité **b** dans les grabens ne s'accompagne d'aucune variation de faciès, ce qui suggère que cette diminution d'épaisseur résulte de la déformation. En effet, les failles normales s'enracinent à la base de cette unité qui est formée par une alternance de niveaux argileux et de niveaux gréseux de faible épaisseur. Cette alternance constitue un ensemble moins compétent que les bancs gréseux supérieurs plus épais (partie supérieur de l'unité **b**). De ce fait Les

dépôts argileux de l'unité **b** accommodent la majeure partie du déplacement sur les failles par déformation ductile. Les bancs gréseux quant à eux se déforment de manière fragile, en se boudinant.

Cette diminution d'épaisseur n'est donc pas la conséquence d'une interaction entre la présence d'une topographie de faille et les processus sédimentaires mais la conséquence d'une déformation post-dépôt.

2.2. Impact des escarpements décimétriques de failles synsédimentaire sur les écoulements de densité sous-marins

La plus forte érosion sur les horsts (surfaces 4 et 5) et la présence de niveaux supplémentaires dans les grabens (unité **d**) constituent des critères d'identification de l'impact des topographies sur les écoulements sous-marins, tels qu'énoncés dans la partie bibliographique (Tableau 2).

Dans l'exemple présent, l'existence de ces topographies est liée à l'activité des failles normales E-W pendant la sédimentation.

2.2.1. Relation chronologique

L'enracinement des failles E-W à la base de l'unité **b**, d'une part, l'absence de variation de faciès dans cette unité, d'autre part, et enfin le scellement de ces failles par l'unité **f** montrent que celles-ci ont fonctionné après le dépôt de l'unité **b** (fig. 51-1) et avant le dépôt de l'unité **f** (fig. 51-5).

Si on considère que la totalité du rejet vertical, mesuré sur les failles, s'exprime dans l'escarpement initial avant le dépôt des sédiments ou leur érosion (fig. 51-2a), la hauteur maximale des escarpements sur le fond marin était de l'ordre de 0,10 à 0,15 m au niveau de l'unité **c** (fig. 51-2a).

Il est à noter qu'il reste une incertitude sur la chronologie de la mise en place de la surface d'érosion 4. Elle peut en effet être soit postérieure (hypothèse 1, fig51-1a à 3a) soit antérieure (hypothèse 2, fig51-1b à 3b) à la création de l'escarpement de faille.

(1) Si la surface d'érosion 4 est antérieure à la création de l'escarpement, elle ne devrait pas être plus marquée sur les horsts (surface 4 uniforme) (fig. 51-1a).

Suite au mouvement sur les failles, l'unité **c** forme la partie émergente des escarpements de faille sur le fond marin (51-2a). Dans ce cas, le dépôt de l'unité **d** s'accompagne d'une perturbation localisée des écoulements au niveau des horsts. Les écoulements passent d'une dynamique de dépôt (argile et sable) dans les grabens, à une dynamique érosive sur les horsts (fig. 51-3a).

Dans ce cas, le caractère plus accentué de la surface d'érosion 4 sur les horsts correspondrait à un amalgame de plusieurs événements érosifs dans le temps (fig. 51-3a).

(2) Si la surface d'érosion 4 est postérieure à la création des escarpements de faille, ceci implique que l'unité **c** moule une topographie sur le fond marin avant l'érosion sommitale (fig. 51-2b). La présence d'escarpements implique dans ce cas une intensification de l'érosion sur les hauts topographiques par un écoulement possédant déjà une dynamique érosive (fig. 51-2c).

La mise en place de l'unité **d** se caractérise, quant à elle, par la transition entre un écoulement en dynamique de dépôt dans les grabens (argile/sable) à un écoulement transitoire sur les horsts (absence de dépôt) (fig. 51-3b)

Quelles que soient les deux hypothèses initiales envisagées, le remplissage postérieur des cannelures érosives sur le horst par des dépôts argileux, sans indice de courant, indique probablement que l'unité argileuse **e** correspond à un dépôt purement suspensif, qui tend à draper la topographie précédente. Dans ce cas et suite à ce dépôt, une topographie résiduelle peut être conservée (fig. 51-4).

Cette topographie résiduelle entraîne une nouvelle perturbation des écoulements puisque la surface 5 (base érosive unité **f**) est à nouveau plus marquée sur les horsts (fig. 51-5).

2.2.2. *Interprétation hydrodynamique*

L'augmentation des érosions (surfaces 4 et 5) et/ou l'apparition de phénomènes de transit sédimentaire à l'aplomb des escarpements de failles peut être la conséquence de l'accélération spatiale des écoulements sur ces topographies (Kneller & Buckee 2000). Cette accélération induit une augmentation des phénomènes de turbulence, à l'intérieur des écoulements (Morris *et al.* 1998a, Munson *et al.* 2000), augmentant localement le mélange avec le fluide ambiant et entraînant une diminution de la concentration des écoulements (Kneller 1995, Kneller & Branney 1995). Les écoulements pourraient passer rapidement d'une forte capacité de dépôt dans les grabens à une faible capacité de dépôt (transit) sur les horsts, voire, si les contraintes cisailantes (Reynolds) sont fortes, à une capacité érosive (Kneller 1995, Kneller & Branney 1995).

L'absence d'indice de réflexion ou de déviation des écoulements par les topographies et corrélable avec les variations de faciès suggère que la direction des écoulements n'est pas perturbée par la présence des escarpements de faille.

Dans ce cas on peut considérer que le rapport de taille entre l'épaisseur de l'écoulement et la taille d'obstacle est en défaveur de l'obstacle. Même si le nombre de Froude de l'écoulement, qui est un facteur de contrôle majeur sur la capacité de franchissement des obstacles (Lane-Serff *et al.* 1995), ne peut être déterminé, l'épaisseur des écoulements peut être estimée deux à trois fois plus importante au minimum que la hauteur de la topographie (Alexander & Morris 1994) (fig. 12d).

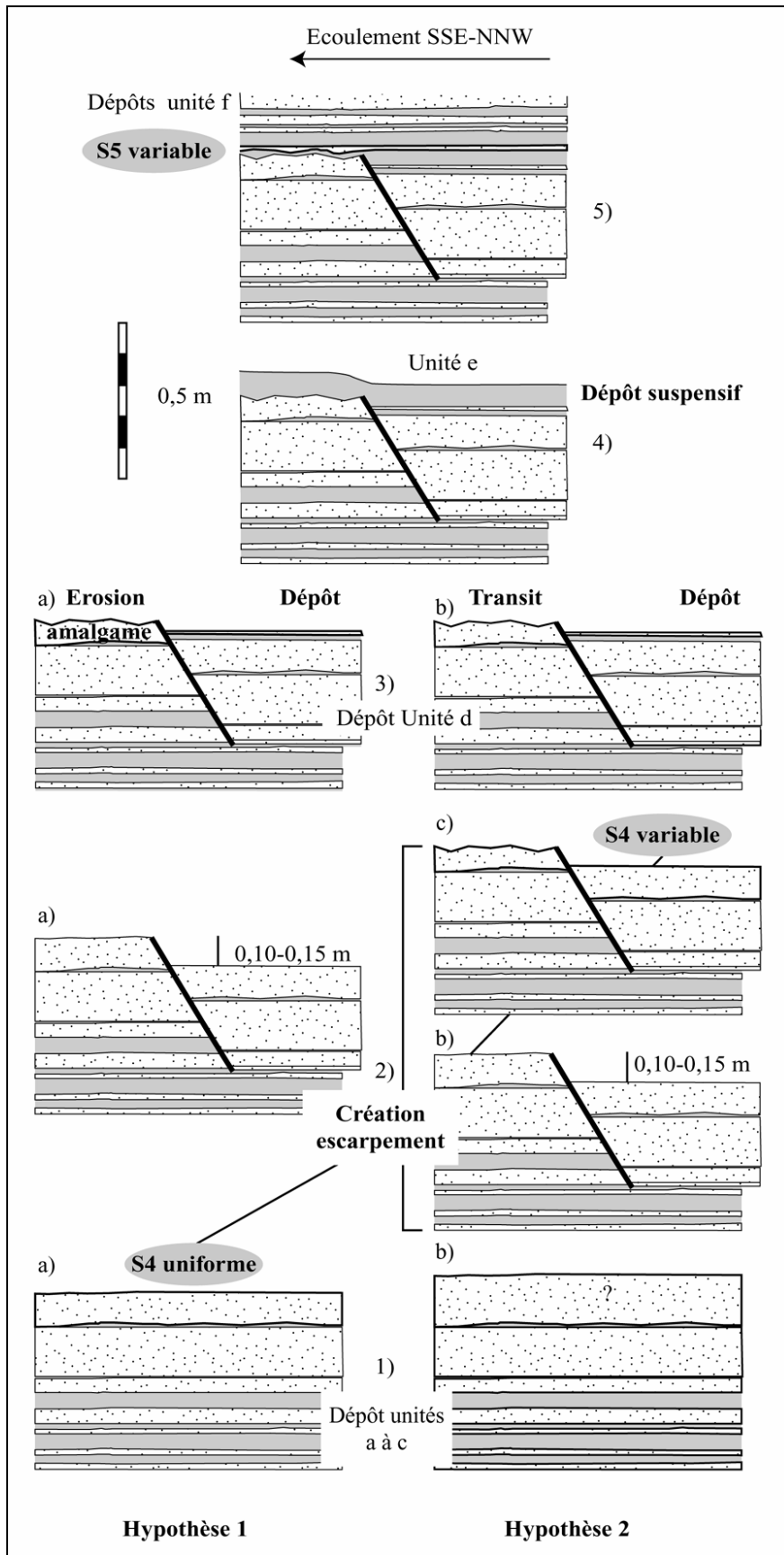


Figure 51 : Relation chronologique entre les escarpements de failles synsédimentaire et les écoulements de densité sous-marins.

Les surfaces d'érosion 4 et 5 possèdent des caractéristiques similaires, relativement planes dans les grabens, mais sont beaucoup plus marquées sur les horsts. D'autre part, le couplet sable/argile (unité **d**) présente les mêmes caractéristiques de faciès et les mêmes épaisseurs dans les grabens, de part et d'autre du horst central (fig. 49). Ces deux observations montrent que les écoulements sont capables d'évoluer très rapidement et de manière identique sur les hauts topographiques, et de recouvrer rapidement la même dynamique originelle dans les grabens.

Morris *et al.* (1998a) montrent que la longueur nécessaire pour qu'un écoulement de 10 m d'épaisseur, passant un escarpement de 1 m de hauteur, recouvre une dynamique identique à celle d'avant le passage sur l'obstacle, est comprise entre 200 m et 1000 m. Dans la mesure où les dépôts de cette étude résultent d'écoulements mixtes (concentrés/turbulents) proche des écoulements décrits par Morris *et al.* (1998a), le même rapport de 1/10 entre la hauteur de la topographie et l'épaisseur de l'écoulement peut être considéré. Ce rapport implique alors une autre estimation de l'épaisseur minimale des écoulements, de l'ordre de 1 m à 1,5 m.

Il n'existe pas de relation linéaire entre la hauteur d'une topographie, l'épaisseur de l'écoulement et la longueur des perturbations associées, car cette relation dépend aussi de la dynamique propre de chaque écoulement (cf. Munson *et al.* 2000).

En utilisant les rapports donnés par Morris *et al.* (1998a) entre la hauteur de l'obstacle, l'épaisseur des écoulements et la longueur de la perturbation, des écoulements d'une épaisseur de 1 m à 1,5 m passant au-dessus d'un escarpement de faille de 0,15 m ne devraient se rétablir que sur une distance supérieure à 20 m. Dans le cas présent, les écoulements recouvrent leur dynamique initiale sur des distances de 0,4 m. Ceci suggère que l'épaisseur des écoulements aurait pu atteindre des valeurs supérieures à 50 m.

Alexander & Morris (1994) montrent que plus la taille de l'obstacle diminue par rapport à la hauteur de l'écoulement, plus les effets de la topographie sont faibles sur la dynamique globale de l'écoulement, mais elle peut rester suffisante pour influencer les dépôts localement. Dans le cas présent, ceci n'est pas compatible avec les transformations observées (augmentation érosion/apparition transit), mais par contre en accord avec la localisation des dépôts dans les grabens.

(Woods *et al.* 1998) note que le passage d'un écoulement d'une épaisseur beaucoup plus importante que la hauteur de la topographie n'induit pas de variations d'épaisseur de part et d'autre de l'obstacle mais change son régime d'écoulement après l'obstacle (fig. 15). Ceci pourrait expliquer l'absence de variation d'épaisseur de l'unité **d**, mais n'est pas compatible avec l'uniformité des faciès de cette unité. Dans le cas présent, des écoulements d'une épaisseur inférieure au mètre seraient sujets à de grandes perturbations non compatibles avec celles observées, et des écoulements d'une épaisseur de plusieurs décimètres ne subiraient pas l'influence d'escarpement d'une hauteur inférieure au mètre.

Dans le cas présent, des écoulements d'une épaisseur inférieure au mètre seraient sujet à de trop grandes perturbations non compatibles avec nos observations, des écoulements d'une épaisseur de plusieurs décimètres ne subiraient pas l'influence d'escarpement d'une hauteur inférieure au mètre.

Aussi les variations de faciès observées semblent plus compatibles avec une épaisseur d'écoulement proche de 1 m à 1,5 m mais possédant une dynamique différente aux écoulements modélisés par Morris *et al.* (1998b).

3. Conclusion

L'analyse sédimentologique de dépôts d'écoulements sous-marins affectés par un réseau de failles normales E-W de rejet vertical inférieur au mètre, a permis d'identifier la présence d'escarpements de faille synsédimentaires de hauteur maximale décimétrique.

Malgré leur hauteur réduite, ces escarpements sont suffisants pour entraîner de fortes perturbations sur les écoulements qui se caractérisent (1) par la localisation dans les grabens de dépôts supplémentaires, associée (2) à une intensification des phénomènes de transit et d'érosion sur les horsts. Dans la mesure où pour chaque compartiment délimité par les failles, les faciès sont de nature identique, les écoulements présentaient probablement une épaisseur au moins supérieure au mètre.

L'intensification des phénomènes érosifs et l'apparition du transit sédimentaire sur les hauts topographiques sont des phénomènes largement décrits, mais sur des topographies de plus grande ampleur (e.g. Thornburg *et al.* 1990, Morris *et al.* 1998a, Nelson *et al.* 1999, Soreghan *et al.* 1999, Anderson *et al.* 2000, Burgess *et al.* 2000).

Par contre l'existence de topographie de taille aussi réduite sur le fond marin et induisant le même type de perturbations n'a pas été, jusqu'ici et à notre connaissance, mis en évidence, que ce soit par l'observation directe des fonds marins actuels, ou par l'analyse de dépôts fossiles.

La faible amplitude des rejets verticaux observés sur ces failles pose la question du rapport entre le taux de déformation et le taux de sédimentation nécessaire à la présence et la pérennisation de ce type d'escarpement sur le fond marin. Dans le cas présent, malgré un rejet vertical de l'ordre du décimètre, la vitesse de sédimentation n'a pas été suffisante pour combler l'espace disponible créé par le jeu normal des failles.

**Chapitre 6 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical
métrique à décamétrique**

Chapitre 6 : Etude d'un réseau de failles normales EW à rejet vertical métrique à décamétrique

1. Description générale des dépôts

1.1. Géométrie de l'affleurement et méthode d'analyse

La zone de Tête Ronde constitue une falaise d'environ 200 m de haut sur près de 1000 m de large. Son orientation est globalement N-S, c'est-à-dire subparallèle à la direction régionale des paléocourants des dépôts des Grés d'Annot (Inglis *et al.* 1981, Jean 1985, Ravennes *et al.* 1987, Pickering & Hilton 1998, Joseph *et al.* 2000). Cette falaise est affectée par une série de failles normales, notées du sud au nord de 1 à 5 (fig. 52) et dont l'orientation et les rejets sont détaillés dans le tableau suivant (tableau 3). Il est à noter que la faille 3, constitue la faille au rejet le plus important du secteur étudié et se caractérise par une zone de déformation comprise entre 5 et 10 m de largeur.

Faille	Orientation	Rejet vertical
1	N90 60-65°S	10-15 m
2	N110 50-60°S	5-10 m
3	N95-110 70-75°N	40-45 m
4	N 100-110 70-80°S	5-10 m
5	N 100 70-80°S	>40 m

Tableau 3 : Orientation et rejet vertical des failles majeures sur la secteur de Tête Ronde.

À l'échelle de l'affleurement, l'existence de certaines surfaces d'érosion d'extension remarquable et de changements lithologiques majeurs permet de déterminer 7 grandes unités (fig. 52). Celles-ci se répartissent entre des ensembles à forte dominance sableuse (*unités homolithiques HM1, HM2, HM3*) et des ensembles à forte dominance argileuse (*unités hétérolithiques HT1, HT2, HT3*), auxquels s'ajoute un niveau de dépôt conglomératique (*unité CG*) (fig. 52). La distinction entre ces ensembles lithologiques permet de suivre l'évolution des faciès de dépôt à travers l'ensemble du système de failles normales. Sur ces unités 14 logs sédimentologiques ont été levés au 1/100 sur une distance d'environ 400 mètres du sud vers le nord (fig. 53).

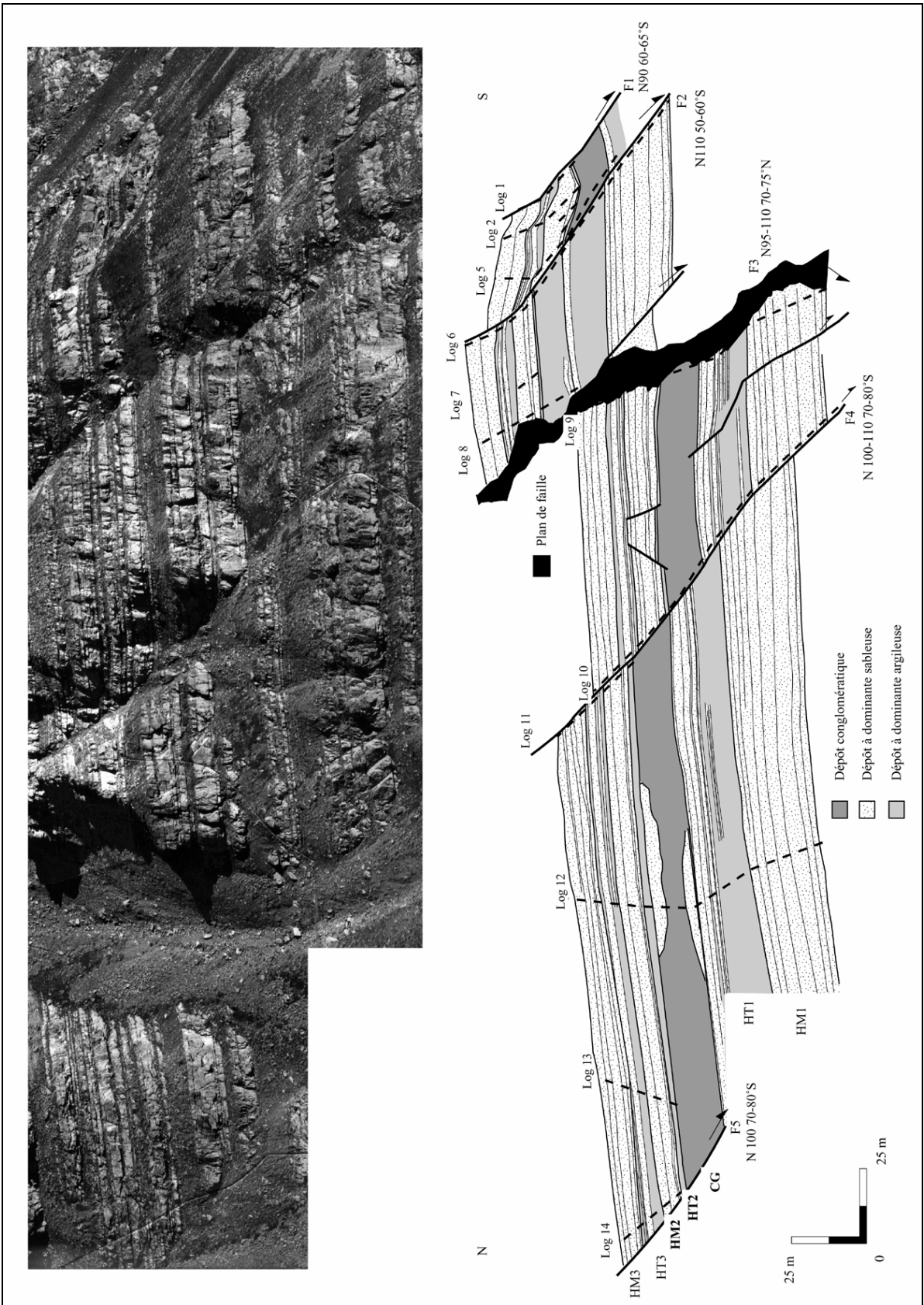
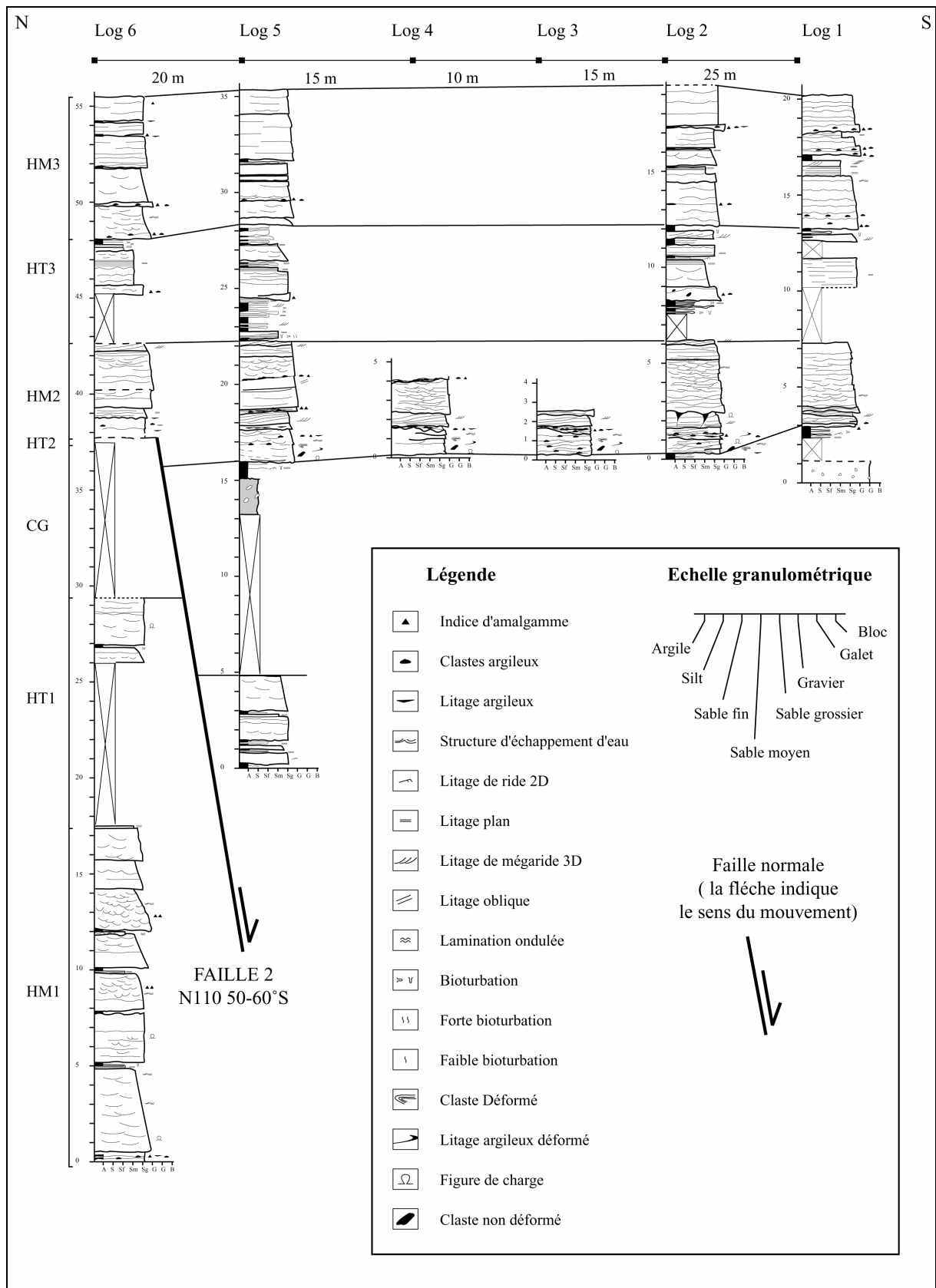


Figure : 52 Panorama photographique de Tête Ronde indiquant les failles normales majeures et les unités décrites (unités HM1/HT1/CG/HT2/HM2/HT3/HM3).



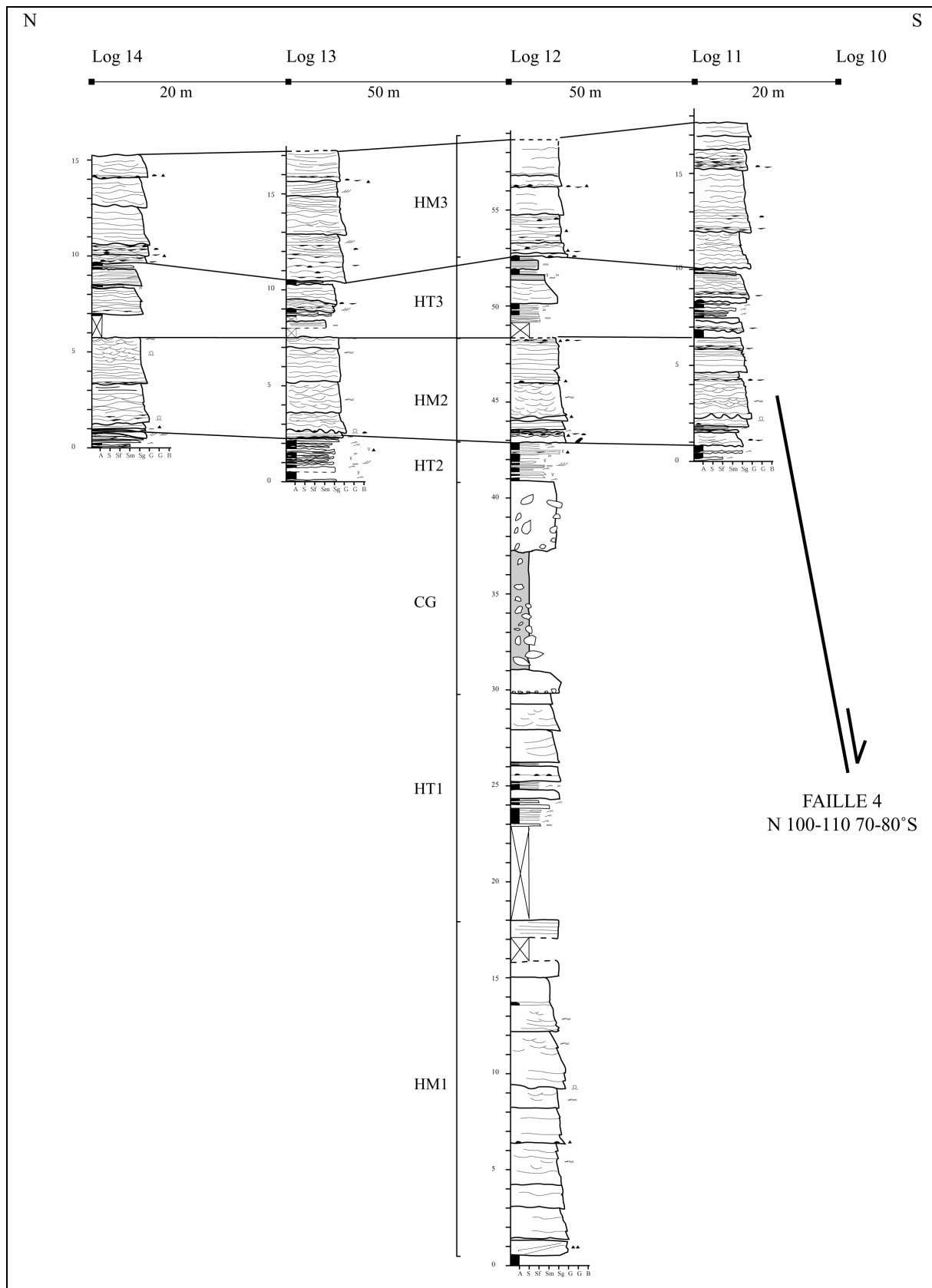
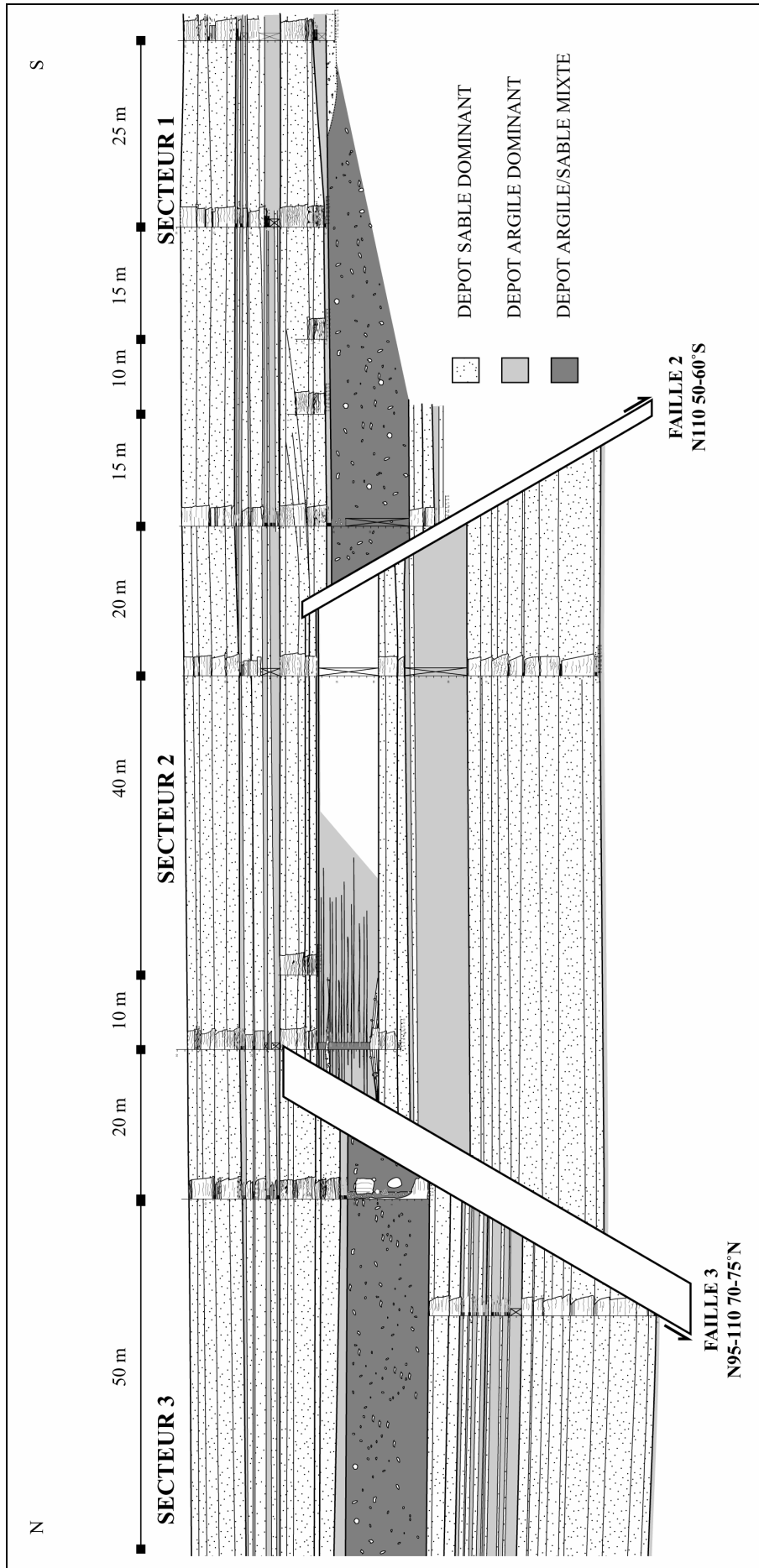


Figure : 53 Présentation de l'ensemble des coupes levées (log 1 à 14) sur le secteur de Tête Ronde.



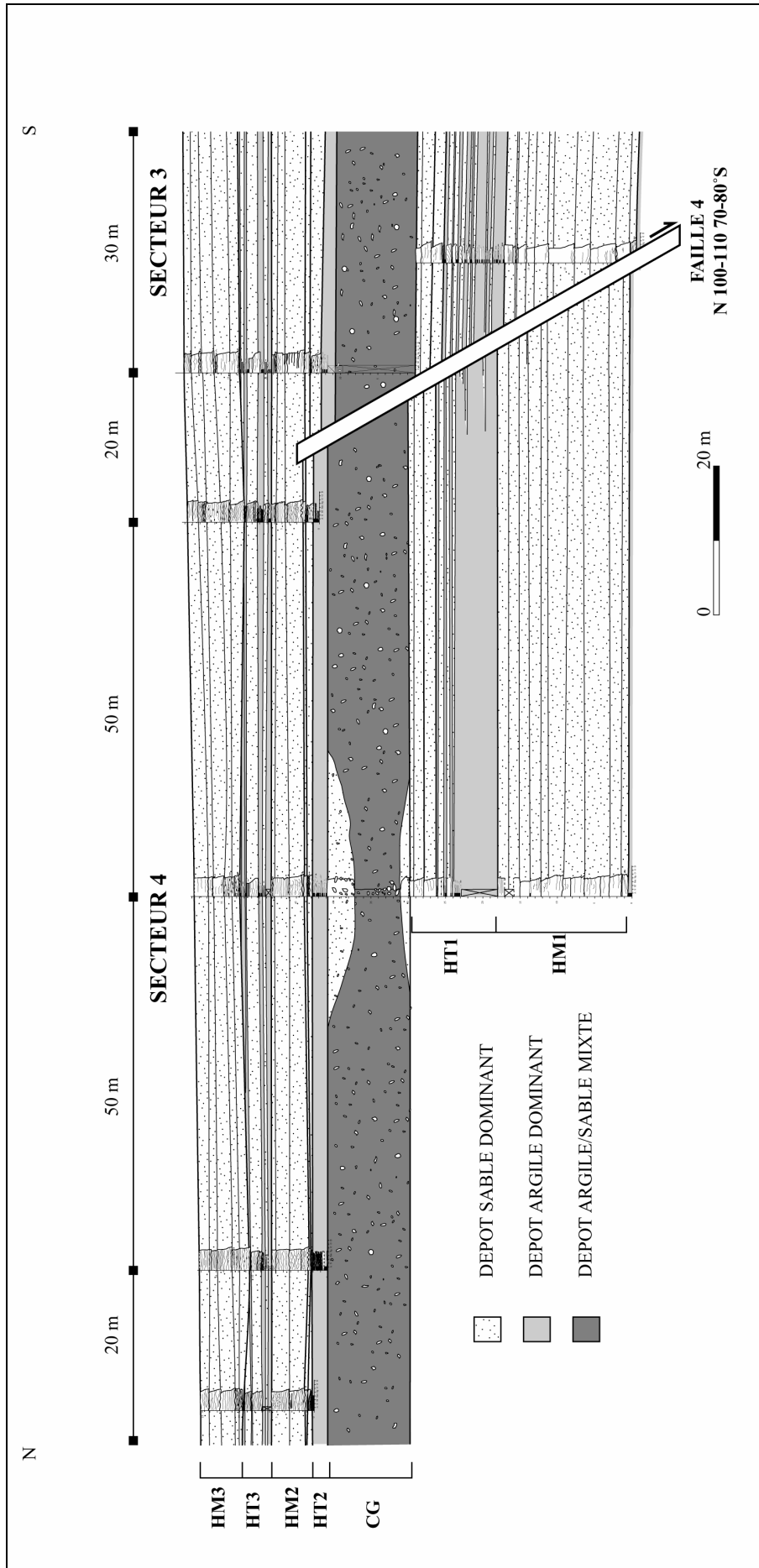


Figure : 54 Corrélation de l'ensemble des unités, effectuée à partir d'un suivi physique des bancs et de l'analyse du panorama photographique. Pour une plus grande lisibilité, la coupe est restaurée au niveau du sommet de l'unité HM3.

Le suivi physique des bancs qui composent chaque unité, combiné avec l'analyse du panorama photographique, ont permis une corrélation précise des logs levés (fig. 54). L'évolution des faciès de ces différentes unités au passage des failles majeures a été analysée sur une coupe restaurée à partir du sommet de l'unité HM3. La restauration du sommet de cette unité revient à annuler les rejets verticaux sur les failles majeures. Enfin, quatre secteurs principaux ont été distingués : le secteur 1 (amont faille 2), le secteur 2 (horst délimité par les failles 2 et 3), le secteur 3 (graben délimité par les failles 3 et 4) et le secteur 4 (aval faille 4) (fig. 54).

1.2. Analyse des variations d'épaisseur

L'analyse des variations des épaisseurs des unités sur l'ensemble des secteurs montre que les unités se répartissent en 3 catégories.

Dans la première catégorie, les variations d'épaisseurs sont faibles sur l'ensemble de l'affleurement (unités HM1 et HT1) (fig. 55). L'épaisseur de l'unité HM1 oscille entre 17,5 m et 18 m, l'épaisseur de l'unité HT1 entre 11,5 et 12,5 m.

Dans la deuxième catégorie, les variations d'épaisseurs sont plus importantes mais ne se localisent pas au niveau des accidents majeurs (unités HT3 et HM3) (fig. 55). L'épaisseur de l'unité HT3 diminue de 6 à 3 m du sud vers le nord, l'épaisseur de l'unité HM3 fluctue entre 5,5 m et 7,8 m. Enfin la troisième catégorie correspond aux unités dont les épaisseurs connaissent de fortes variations localisées au niveau des failles normales (unités **CG**, **HT2** et **HM2**) (fig. 55). De ces trois dernières unités, l'unité **HM2** montre les plus fortes variations d'épaisseur sur l'ensemble de la zone (fig. 55).

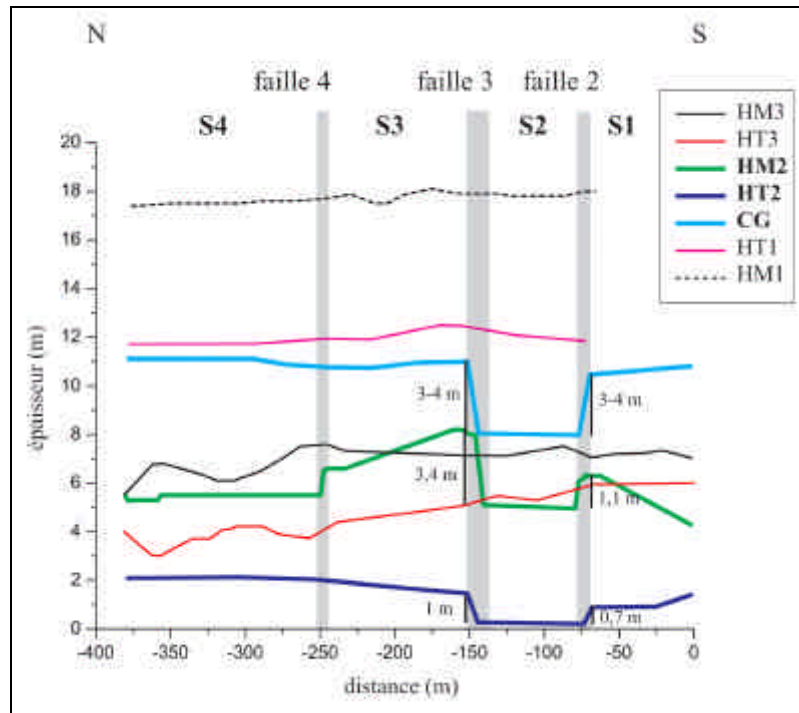
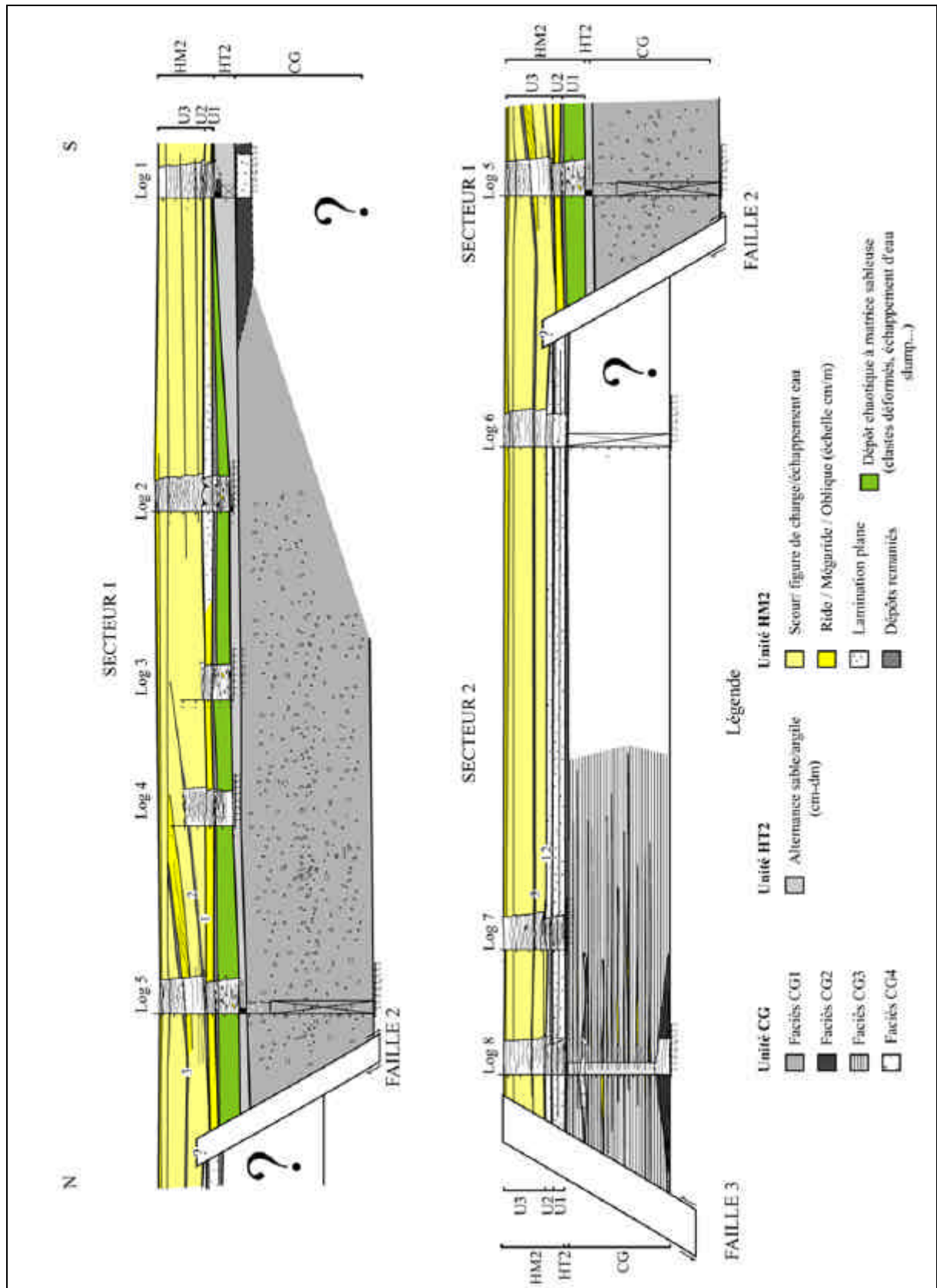


Figure : 55 Evolution de l'épaisseur des unités HM1/HT1/CG/HT2/HM2/HT3/HM3 par rapport aux failles majeures sur la zone de Tête Ronde selon un profil NS.

Les variations d'épaisseurs localisées de part et d'autre des failles attestent d'un fonctionnement *syndélimentaire* de ces dernières. ***C'est le cas de l'unité conglomératique CG, de l'unité hétérolithique HT2 et de l'unité homolithique HM2.***

En conséquence l'analyse suivante, qui porte sur l'évolution des faciès suivant un profil S-N, c'est-à-dire d'amont en aval, parallèlement à la direction des paléocourants régionaux, sera effectuée sur les trois unités ***CG, HT2, et HM2*** pour déterminer l'impact possible des escarpements de failles *syndélimentaires* sur les écoulements de densité sous-marins.

Dans le but de faciliter la lecture des variations de faciès et de géométrie, un panneau de corrélation restreint à ces trois unités et divisé selon les quatre secteurs principaux de l'affleurement a été extrait du panneau de corrélation générale (fig. 54 et.56).



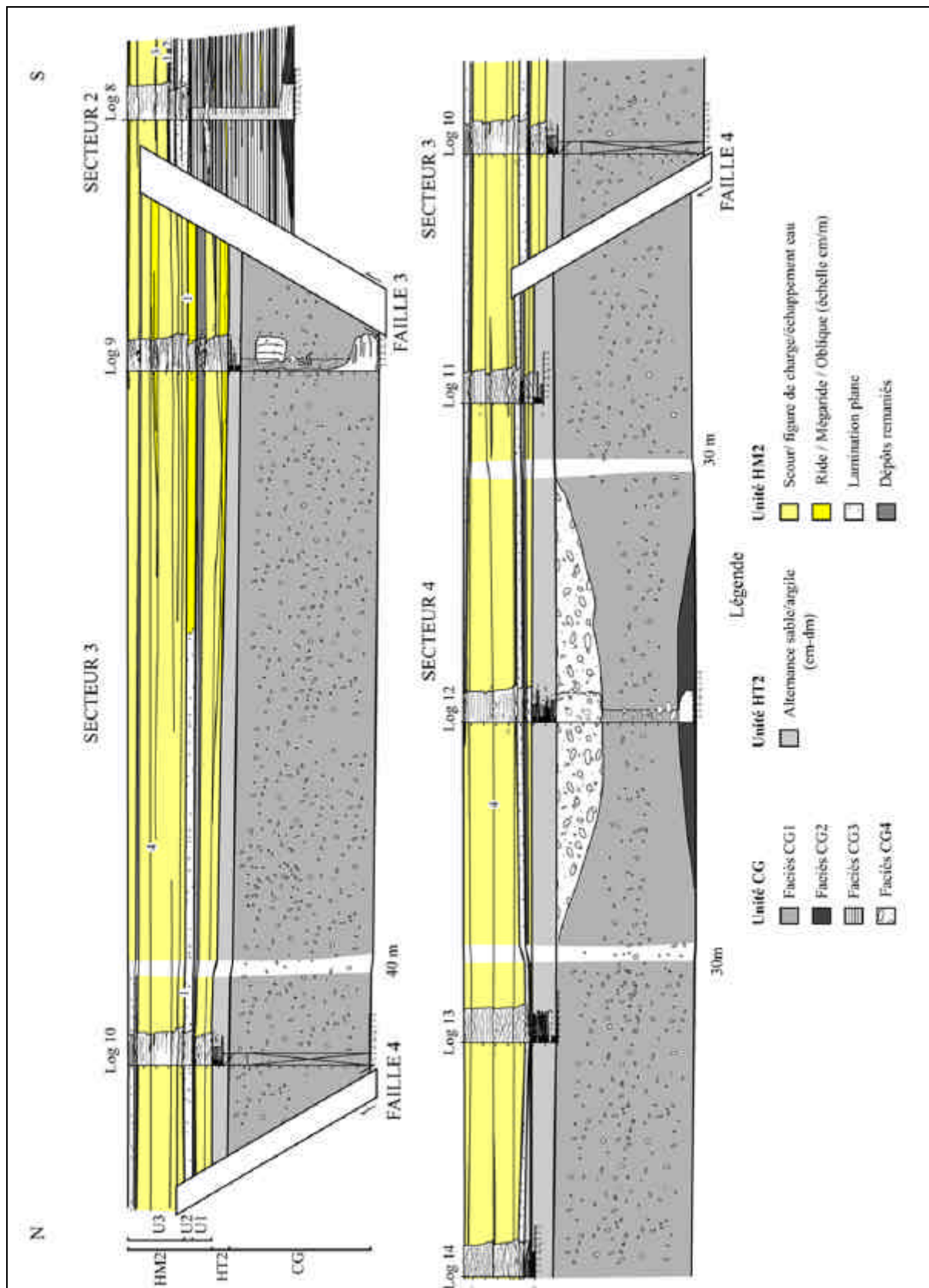


Figure : 56 Panneau de corrélation sur les unités CG, HT2, HM2 montrant les évolutions des faciès et de géométrie en fonction de la position par rapport aux failles majeures.

2. Unité conglomératique CG

2.1. Description des faciès

L'unité conglomératique CG présente une géométrie d'ensemble tabulaire à base plane mais au sommet très irrégulier (fig. 56). Son épaisseur est relativement constante sur les secteurs 1-3 et 4, entre 10-11 m (fig. 55). Par contre, elle diminue fortement sur le secteur 2 où elle n'est que de 7 à 8 m (fig. 55).

Sur l'ensemble de l'affleurement, cette unité peut se décomposer en quatre faciès principaux CG1, CG2, CG3 et CG4.

2.1.1. Faciès CG1

Description

Le faciès CG1 constitue la quasi-totalité des dépôts de l'unité CG (fig. 56). Il correspond à un conglomérat à matrice mixte, à argile dominante, et comportant des galets de 1 à 30 cm de diamètre en moyenne (fig. 57), ainsi que de nombreux blocs de taille variant entre 1 et 20 m de diamètre (fig. 58). Les galets ont des géométries généralement sub-angulaires à ovoïdes. Ils sont d'origine très diverse (calcaire, granite, gneiss, grès...). Les blocs correspondent, d'une part, à des blocs de grès de la formation des grès d'Annot et, d'autre part, à des alternances de bancs d'argile et de grès déformés et plissés (fig. 58), qui proviennent soit de la formation des Marnes Bleues, soit des niveaux hétérolithiques de la formation des Grès d'Annot. Il est à noter que les niveaux hétérolithiques déformés se concentrent de manière importante près de la faille 3 (secteur 3) (fig. 58).

La matrice est composée d'un mélange d'argile, de silt et de gravier. L'organisation interne est chaotique, sans granoclassement net (fig. 57). Cependant, sur l'ensemble des dépôts et de manière diffuse, les galets s'organisent selon des alignements sub-horizontaux qui ne perdurent que sur quelques mètres.

La base de ce faciès est plane, non érosive à l'échelle de l'affleurement. Très localement, elle montre des irrégularités centimétriques, liées à la présence d'un lag à galets basal. Par contre, le sommet présente une géométrie fortement irrégulière, érosive, faite d'alternance de dépressions de quelques mètres de longueur sur quelques décimètres de profondeur au maximum.

Il est à noter que ce faciès est absent du **secteur 2**, c'est à dire sur le horst central. Au niveau des failles 2 et 3 (fig. 56) le passage latérale entre ce faciès et ceux constituant l'unité conglomératique, en particulier le faciès CG4, se fait de façon brutale, sans faciès transitoire (fig. 56).

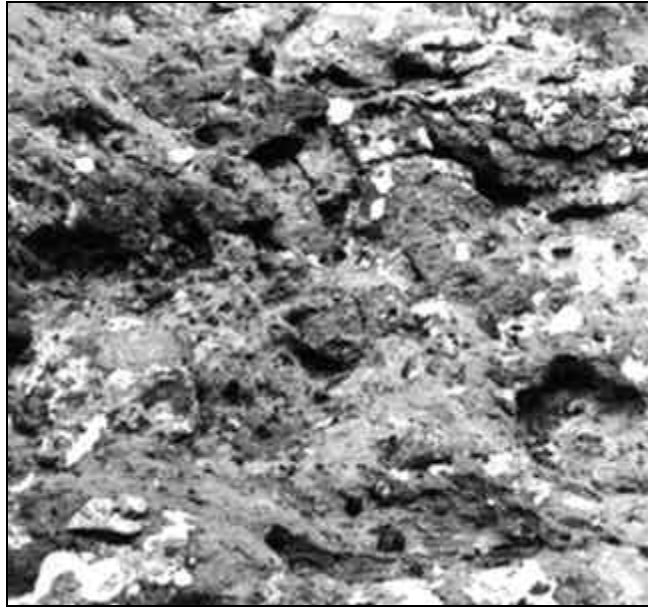


Figure : 57 Caractéristique majeur du faciès CG1 composé d'une matrice silt/argile et de nombreux galets emballés.

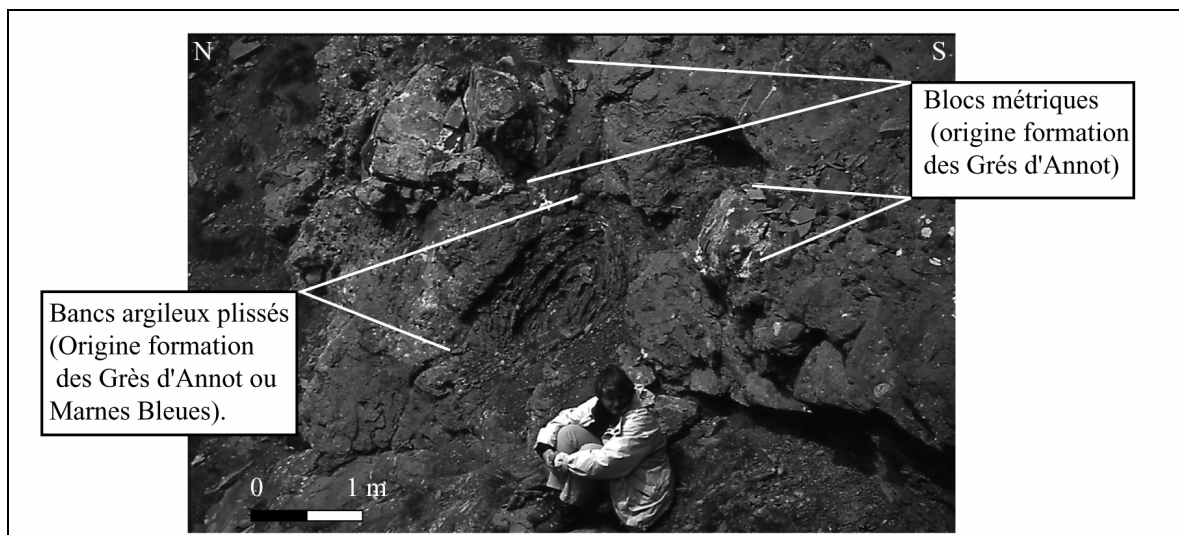


Figure : 58 Exemple du faciès CG1 comportant des blocs issus de la formation des Grès d'Annot ainsi que des bancs argileux très déformés (formation des Grès d'Annot ou Marnes Bleues).

Nature des écoulements

(1) L'absence de tri granulométrique, (2) la présence de clastes de tailles variables dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs mètres, (3) la répartition chaotique de ces clastes dans la matrice argileuse, (4) l'absence d'organisation interne bien marquée et (5) les terminaisons brutales des dépôts sont des caractéristiques d'écoulement de débris (Johnson 1970, 1984).

La présence de larges blocs dans la matrice argileuse indique l'existence au niveau de la partie supérieure ou au front de l'écoulement d'une ou de plusieurs zones dites « bouchons rigides » (« rigid plug ») (Johnson 1970).

La présence d'alignements subhorizontaux de galets peut témoigner de l'existence de bouffées successives ou de plusieurs événements distincts (Major 1997) ce qui impliquerait que les dépôts de ce faciès ne correspondent pas à un dépôt en masse de l'ensemble de l'épaisseur mais à la succession de plusieurs écoulements de débris.

Dans ce cas ce faciès ne correspondrait pas à un seul dépôt en masse mais à la succession de plusieurs écoulements de débris.

L'absence d'érosion à la base est le résultat d'un mécanisme de glissement sans frottement (« hydroplaning ») qui résulte de l'incapacité de la tête de l'écoulement à déplacer l'eau ambiante suffisamment vite pendant sa progression. Ce phénomène entraîne l'incorporation d'eau sous l'écoulement. La forte cohésion des sédiments dans l'écoulement impliquant une faible perméabilité, l'eau piégée est dans l'incapacité d'être évacuée (Mohrig *et al.* 1998, Mohrig *et al.* 1999). Elle est alors sous pression et permet un glissement sans frottement. Ce phénomène important fait que les écoulements de débris sous-marins ont probablement une capacité réduite, voire nulle, à éroder des sédiments précédemment déposés (Mohrig *et al.* 1998, Mohrig *et al.* 1999).

2.1.2. *Faciès CG2*

Description

Ce faciès se caractérise par au moins deux niveaux de conglomérats à matrice sableuse et intégrant des galets d'origine identique à celle des galets du faciès CG1, mais de diamètre généralement inférieur (2-3 cm) et surtout en moins grande concentration. La géométrie des dépôts est celle de corps de formes lenticulaires convexes à base plane, en lobe ou dôme (fig. 56, 59 et 62). La base de chaque corps comporte un lag de galet, le sommet est généralement érosif et présente également un lag à gravier (secteur 2). Ces conglomérats sont soit massifs sans structure (secteur 4), soit à litage oblique en accréation latérale (fig. 59) (secteur 2). Ces niveaux de grande dimension, leur longueur est plurimétrique (15 à 30 m) pour une épaisseur de 1 m à 1,5 m, se situent exclusivement à la base de la formation CG dans les secteurs **2** et **4** (fig. 56).

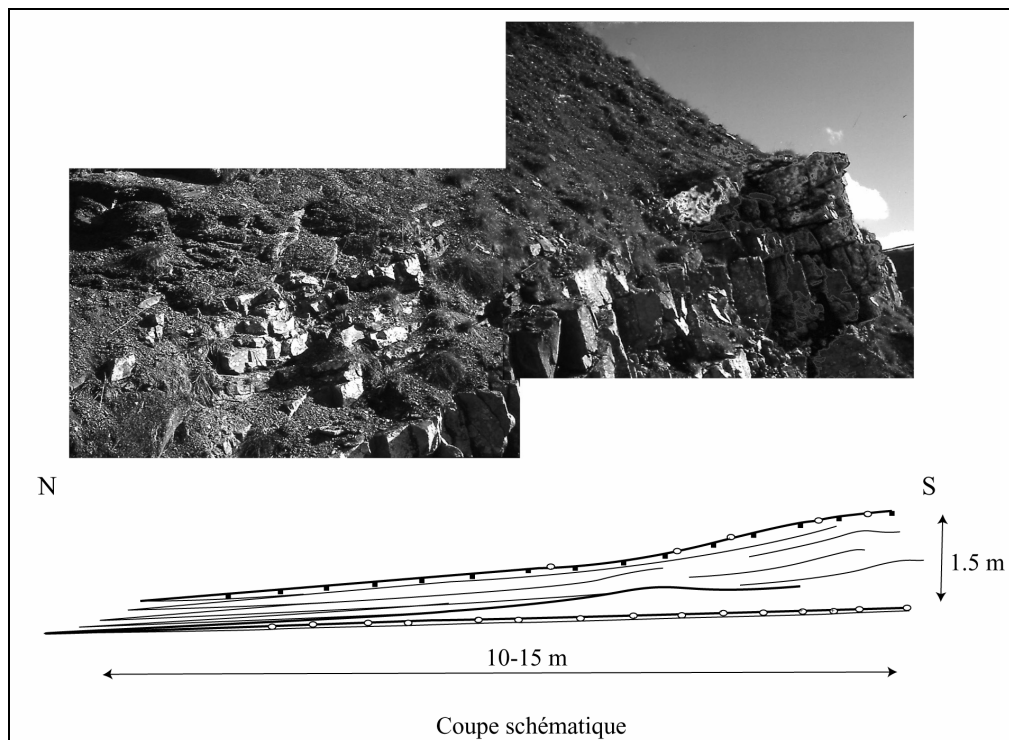


Figure : 59 Exemple du faciès CG2 à la base de formation (secteur 2), présentant une géométrie lenticulaire d'une demi-longueur d'environ 10-15 m pour une épaisseur maximum de 1,5 m à litage oblique en accrétion latérale.

Nature des écoulements

(1) Leurs positions en base de série, (2) la présence d'un lag à galet basal, (3) la matrice sableuse dominante et la présence de galets en faible quantité, et (4) l'absence d'érosion basale suggèrent que ces dépôts correspondent à un écoulement hyperconcentré. La présence, par contre, d'un litage oblique en accrétion latérale n'apparaît pas compatible avec un écoulement hyperconcentré mais plutôt avec un écoulement concentré. En conséquence ces dépôts correspondent plus probablement à un écoulement de nature mixte se propageant au front de l'écoulement de débris précédent (faciès CG1) (Sohn 2000).

Ils pourraient ainsi s'apparenter au faciès CgRF (Conglomeratic Remnant Facies) (Mutti 1992) qui caractérise le détachement ou la désintégration du front d'un écoulement de débris.

2.1.3. *Faciès CG3*

Description

Le faciès CG3 se caractérise par l'existence d'une forte épaisseur, plurimétrique, d'argile dans laquelle sont incorporés de nombreux bancs de grès de granulométrie de sable fin à sable moyen (fig. 60). Les bancs gréseux se présentent sous la forme de lentilles d'épaisseur moyenne centimétrique et de longueur décimétrique à métrique au maximum, réparties de manière diffuse dans les dépôts

argileux. La base de ces bancs est généralement plane, non à faiblement érosive, le sommet est par contre érosif.

Les structures dominantes sont constituées par des rides de courant de tailles centimétriques, généralement déformées en d'importantes convolutions, et par des laminations planes parallèles. Il est à noter que ces niveaux gréseux présentent une coloration ferrugineuse.

L'ensemble du faciès correspond à la répétition et l'empilement de séquence de Bouma Tb/c/e ou Tc/e.

Ce faciès est localisé uniquement sur le **secteur 2** (fig. 56) et constitue la majeure partie du dépôt de l'unité CG sur ce secteur (fig. 61). Son épaisseur est de l'ordre de 6 à 7 m. La transition avec le faciès CG1, dominant sur les autres secteurs, se fait de façon brutale de part et d'autre des failles majeures (fig. 56).

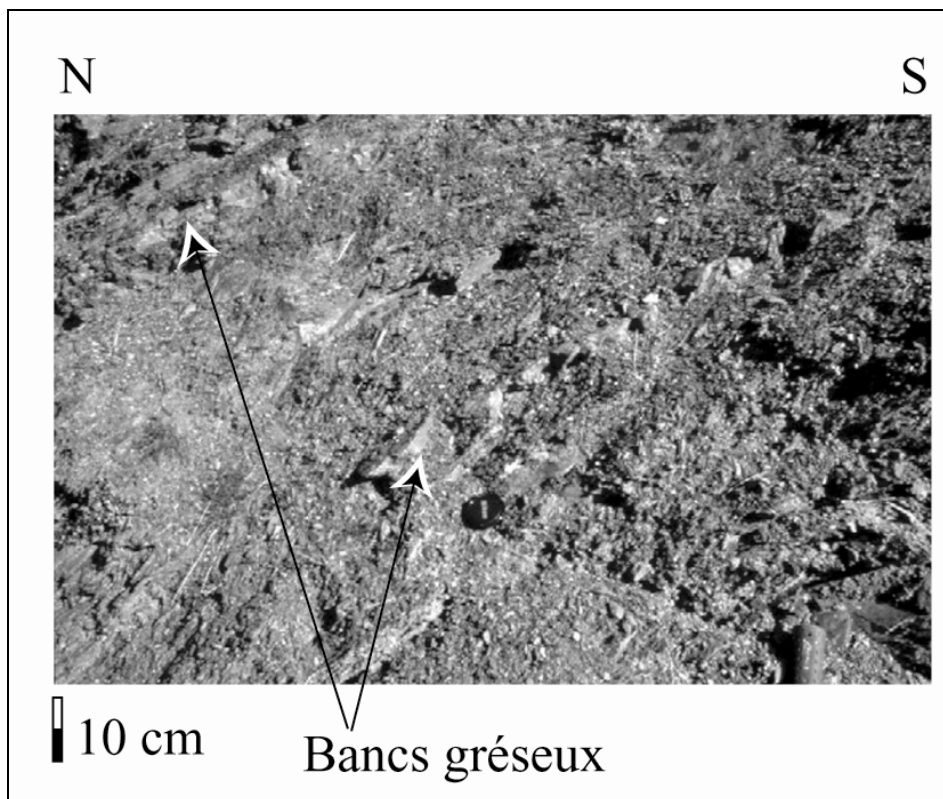


Figure : 60. Exemple du faciès CG3 qui se caractérise par une alternance entre des niveaux argileux et des niveaux de silt/grès fin à moyen.



Figure : 61 Le faciès CG3 constitue la majeure partie des dépôts de l'unité CG sur le secteur 2.

Nature des écoulements

Ces dépôts hétérolithiques (Tb/c/e ou Tc/e) sont typiques d'une succession d'écoulements turbiditiques pouvant correspondre (1) soit à la partie supérieure d'écoulement plus concentré, (2) soit à un écoulement turbiditique s.s. en ralentissement spatial et temporel. Les dépôts argileux peuvent caractériser la partie la plus fine de l'écoulement turbulent ou un drapage argileux purement suspensif tardif.

Etant donné la localisation restreinte au horst central (secteur 2) de ce faciès, limité de part et d'autre par des faciès caractéristiques d'écoulements de débris (faciès CG1), il est probable que son existence soit génétiquement lié à la mise en place et à la transformation des écoulements de débris.

Plusieurs hypothèses sont avancées pour expliquer la transformation d'un écoulement de débris en écoulement turbulent. Cette transformation peut être la conséquence (1) d'une incorporation d'eau et de la dilution consécutive soit au niveau de la tête de l'écoulement (Hampton 1972) soit dans la partie supérieure de l'écoulement (transformation de surface) (Krause & Oldershaw 1979, Fisher 1983, Souquet *et al.* 1987), du passage de l'écoulement à travers un saut hydraulique suite à la présence d'une topographie (transformation de corps) (Fisher 1983, Weirich 1989), (3) du détachement et de la désintégration du corps de l'écoulement de débris, qui par incorporation d'eau et évacuation des particules les plus fines produiraient un nuage turbulent pouvant se déposer au-dessus ou sur les marges de ce dernier (Sohn 2000). Ce processus d'évacuation des fines peut être assimilé au processus d'élutriation (Fisher 1983) ou de flow-stripping (Piper & Normark 1983).

Il est à noter qu'un écoulement de débris pourra plus facilement subir des transformations lors de son mouvement s'il contient une forte proportion de particules de tailles supérieures au silt moyen (Hampton 1972, 1975).

2.1.4. Faciès CG4

Description

Ce faciès correspond à trois niveaux conglomératiques à matrice sableuse comprenant des galets d'origine identique à celle des galets du faciès CG1 mais de diamètre inférieur (1 à 5 cm). Ils se présentent sous deux géométries principales.

La première correspond à des chenaux à base érosive, de longueur décamétrique (30 m au maximum) pour une épaisseur maximale de 3 à 4 m (fig. 56 et 62). Ces chenaux se pincent latéralement de façon abrupte. Leur remplissage est généralement massif, chaotique, et ne montre aucune organisation interne ni de granoclassement net. L'axe du chenal dans le secteur 3 est orienté E-W (fig. 62). Les conditions d'affleurement ne permettent pas de déterminer les directions de paléocourant à partir des figures d'érosions. Ces chenaux se situent exclusivement au sommet du faciès CG1 dans les secteurs 1 et 4 (fig. 56).

La seconde géométrie correspond à un niveau conglomératique à matrice sableuse, massif, sans structuration apparente, voire chaotique (fig. 63), de forme lenticulaire, d'une longueur pluri-métrique pour une épaisseur maximale de 0,5 m. Sa base et son sommet, sont très irréguliers et érosifs (fig. 63). Au niveau des terminaisons latérales de cette lentille, les galets finissent par reposer directement sur la matrice argileuse du faciès CG3, sans plus aucune trace de matrice sableuse. Ce conglomérat se situe au sommet du faciès CG3 dans le secteur 2.

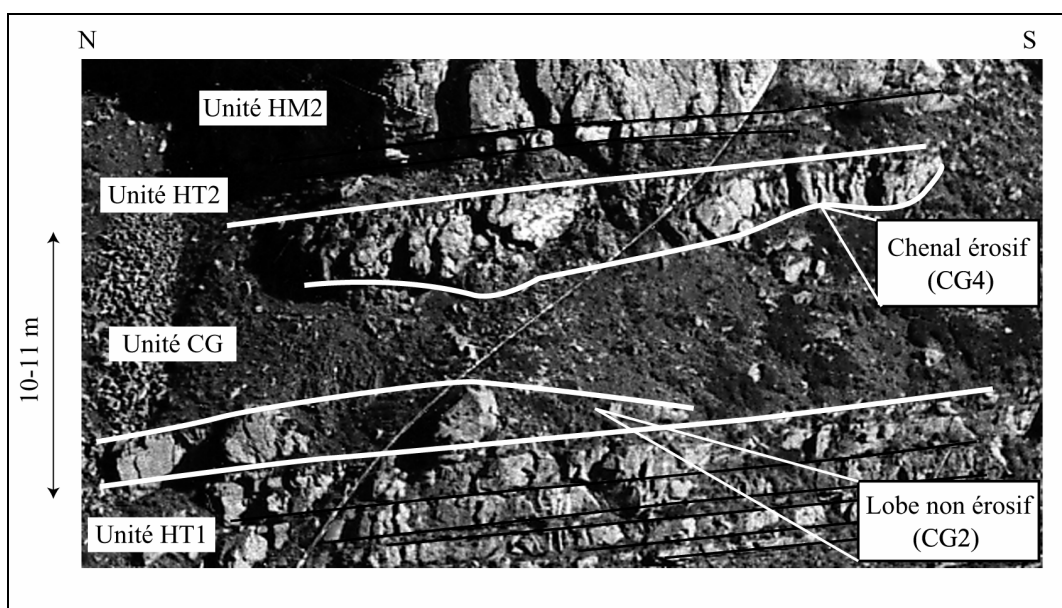


Figure : 62 Chenal érosif (faciès CG4) de longueur pluridécamétrique pour une épaisseur d'environ 3-4 m (direction des écoulements E-W) et de lobe non érosif (faciès CG2) de longueur pluridécamétrique pour une épaisseur de 1-1,5 m.

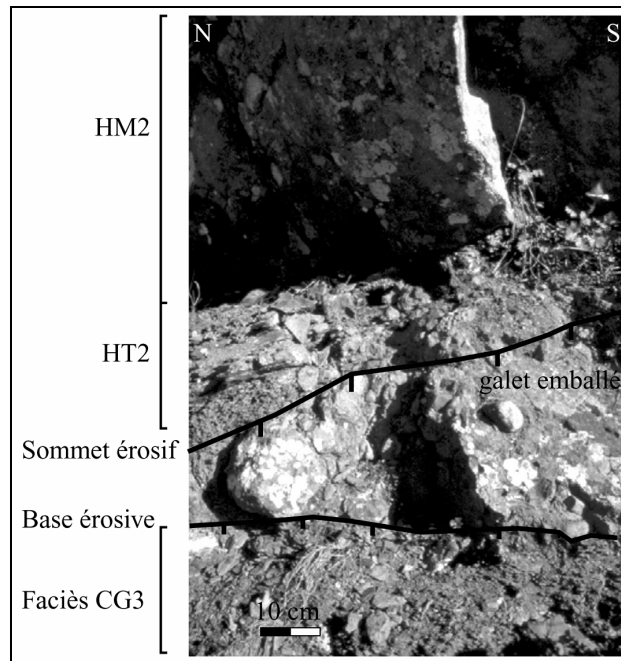


Figure : 63 Exemple de faciès CG4 au sommet de la formation (secteur 2) présentant une géométrie lenticulaire, de longueur décamétrique pour une épaisseur très irrégulière (maximum 0,5 m).

Nature des écoulements

L'absence de granoclassement net et la forte granulométrie des sédiments transportés (sable grossier et galets) ainsi que le caractère érosif des dépôts montrent que ces faciès correspondent vraisemblablement à des écoulements concentrés.

Du fait de l'origine identique des galets transportés, ces écoulements pourraient résulter de la transformation d'un ou de plusieurs écoulements de débris en écoulement non cohésifs (cf. faciès CG2).

Dans cette interprétation, les sédiments subissent une forte ségrégation, qui se traduit par une incorporation de galets de taille réduite, et qui peut expliquer l'absence de bloc de taille importante. Ces écoulements n'étant pas sujet à des phénomènes d'hydroplaning, ils évoluent en arrière par rapport à aux écoulement de débris (Sohn 2000). Ces écoulements peuvent être à l'origine de la forme érosive, irrégulière du sommet du faciès CG1. En l'absence de figures d'érosion caractéristiques, l'orientation du chenal peut constituer un indice de la direction générale de l'écoulement (Sohn 2000). Dans le cas présent, l'orientation du chenal dans le secteur 4, montre que la direction des écoulements est globalement E-W (fig. 62), c'est-à-dire parallèle à celle des failles majeures et sub-orthogonal à la

direction d'écoulement régionale. Des apports sédimentaires en provenance de l'est du bassin des Grès d'Annot ne sont exclus (Campredon 1972, Ivaldi 1974, Jean 1985).

2.2. Résumé des principales caractéristiques des faciès de l'unité CG et de la nature des écoulements associés

Faciès et géométrie		Secteur	Processus
CG1	Conglomérat à matrice boueuse composée de galets de 1 à 30 cm de diamètre. La matrice boueuse est composée d'un mélange d'argile, de silt et de gravier. Les galets sont d'origine diverses (métamorphique, grès). La base du conglomérat est non érosive à lag à gravier. Le sommet est en érosion. Présence d'olistolithes de taille variant entre 1 à 5 m de diamètre. Les olistolithes sont issues de la formation des grès d'Annot soit non déformée ou soit des bancs argileux très déformés (origine Marnes Bleues/ Formation des Grès d'Annot). La géométrie de l'ensemble du dépôt est tabulaire. Dépôt chaotique, sans organisation interne particulière, ni granoclassement remarquable, présence diffuse d'alignement de galet.	1-3-4	Écoulement cohésifs, type écoulement de débris, non érosif (hydroplaning), présence au niveau de la partie supérieure ou au front de l'écoulement d'une ou de plusieurs zones dite "bouchon rigide" (rigid plug). Possibilité de plusieurs événements successifs.
CG2	Conglomérat à matrice de sable moyen à grossier comprenant des galets de 1 à 10 cm de diamètre, d'origine diverses (métamorphique, grès), massif sans structure ou à litage oblique en accretion latérale. La base du conglomérat est composée d'un lag à galet, le sommet est érosif présentant aussi un lag à gravier. Dépôt lenticulaire convexe à base plane de longueur plurimétriques à décamétriques, épaisseur entre 0,5 m à 1,5 m).	2-4	Écoulement hyperconcentré / concentré non érosif se propageant au front d'écoulement de débris (Conglomeratic Remnant Facies) :
CG3	Alternance de niveaux argileux épais décimétrique et de bancs de sable fin à sable moyen, d'épaisseur de l'ordre du cm, à bases non érosives et sommet érosifs, à rides de courant centimétriques déformées en d'importantes convolutions et laminations planes. Bancs gréseux faiblement continu (longueur pluridécimétrique) plans à lenticulaires.	2	Écoulement turbiditiques issue de la transformation de des écoulements de débris.
CG4	Conglomérat à matrice sableuse à galets (1 à 10 cm) de diamètre. Les galets sont d'origine diverses (métamorphique, grès). Chenaux érosifs de longueurs évoluant entre 5-30 m pour une épaisseur 3-4 m maximum. Axe du chenal orienté E-W.	1-4	Écoulements concentrés érosifs de direction EW.

Secteur 4 Secteur 3 Secteur 2 Secteur 1

Tableau 4 : Résumé des principaux faciès observés dans l'unité conglomératique CG, de leur localisation par rapport aux failles majeures et de la nature des écoulements originaux.

L'analyse sédimentologique des dépôts de l'unité conglomératique CG, montre que deux caractéristiques majeures des faciès de cette unité apparaissent associées à la présence des failles E-W.

(1) Il existe une forte variation de faciès entre les secteurs 1, 3 et 4, d'une part, et le secteur 2, d'autre part, qui correspond au passage brutal de dépôts caractéristiques d'écoulement de débris (secteurs 1, 3 et 4, grabens latéraux) à des dépôts caractéristiques d'écoulements turbulents (secteur 2, horst central) (fig. 56 et tableau 4). Ces variations de faciès s'accompagnent de fortes variations d'épaisseur : l'épaisseur du faciès CG1 est d'environ 10-11 m dans les grabens, alors que l'épaisseur du faciès CG3 sur le horst est d'environ 6-7 m (fig. 56).

(2) Les niveaux conglomératiques sommitaux (faciès CG4) indiquent une direction E-W des écoulements concentrés érosifs, parallèlement aux failles normales (fig. 56).

Ces variations de faciès et d'épaisseur, et la direction d'écoulement EW suggèrent l'influence majeure sur les écoulements de débris et les écoulements associés, d'escarpements topographiques résultant du jeu synsédimentaire des failles normales E-W.

2.3. Perturbation de la dynamique des écoulements par les escarpements de failles synsédimentaires EW

Si nous considérons que les variations d'épaisseur entre les grabens (**secteurs 1, 3 et 4**) et le horst (**secteur 2**), au niveau des faciès **CG1** et **CG3**, reflètent la topographie initiale, la hauteur de celle-ci était de l'ordre de 4 à 5 m maximum (fig. 64). Cette hypothèse nécessite (1) l'absence de topographie précédant le dépôt de l'unité CG et (2) le comblement ou le nivellement total de la topographie à la fin du dépôt de l'unité CG (fig. 64).

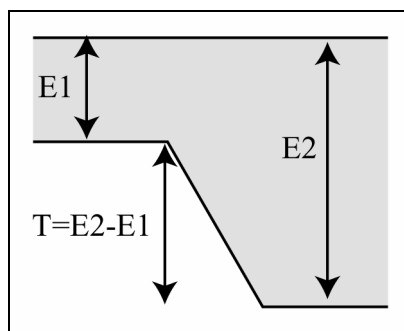


Figure 64 : Relation entre les variations d'épaisseur entre footwall (E1) et hanging-wall (E2) et la hauteur de l'escarpement de faille synsédimentaire (T).

Soit les escarpements résultent d'un seul déplacement instantané suivant les failles, soit ils correspondent au rejet cumulé d'une série de déplacements incrémentaux, traduisant une activité plus continue des failles, pendant le dépôt de l'unité CG. Dans ce dernier cas, les escarpements associés au déplacement incrémental sont très probablement inférieurs au mètre.

L'existence d'escarpement de hauteur inférieur au mètre est cependant difficilement compatible avec les transitions de faciès observées.

En effet il est peu probable qu'un écoulement de débris d'une épaisseur de 10-11 m, correspondant à l'épaisseur maximale du faciès CG1, soit totalement absent sur le haut d'un escarpement de hauteur métrique et qu'une transition de faciès aussi brutale existe entre le haut et le bas de cet escarpement. Les écoulements de débris sont des écoulements capables de lisser tout escarpement ou obstacle dont la hauteur est inférieure à leur épaisseur sans que cela n'affecte ni la morphologie de surface, ni la structure interne des dépôts (Middelton & Hampton 1976).

Cette propriété des écoulements de débris, montre de plus que, même à considérer un escarpement de 4 à 5 m de hauteur, un écoulement de débris d'une hauteur de 10-11 m ne peut expliquer à lui seul les variations de faciès observées. Cet écoulement aurait pu franchir aisément l'escarpement et recouvrir uniformément le horst correspondant au **secteur 2**, alors qu'il n'existe aucune trace du faciès CG1, caractéristique des écoulements de débris, sur celui-ci.

La présence d'un escarpement de faille peut avoir deux conséquences différentes en fonction de la saturation en eau des écoulements de débris (Major 1997). Un écoulement faiblement saturé peut être totalement bloqué au pied d'un escarpement important L'ensemble des bouffées successives s'accumule alors en arrière de cet escarpement. Un écoulement fortement saturé est susceptible de franchir l'obstacle, les bouffées successives passant par-dessus la première bouffée bloquée en pied d'obstacle.

Quelles que soient les hypothèses envisagées, le blocage d'un écoulement de débris se caractérise par une accumulation des blocs de tailles importante contre l'obstacle en obstruction. Dans l'exemple présent, cette accumulation aurait dû se situer au niveau du secteur 1 contre la faille 2, ce qui n'est pas le cas. De plus, la direction des écoulements concentrés érosifs (faciès CG4) au sommet de la formation CG est parallèle à celle des failles.

Ceci suggère que la transition entre, d'une part, les dépôts hétérolithiques caractéristiques d'écoulements turbulents sur le horst (**secteur 2**) (tableau 4) et, d'autre part, les dépôts caractéristiques d'écoulements de débris dans les grabens (**secteur 1, 2 et 3**) (tableau 4), correspond à la répétition dans le temps de l'interaction entre les escarpements de failles de hauteur plurimétrique, qui délimitent le horst central (**secteur 2**), et de plusieurs écoulements de débris et de leurs cortèges d'écoulements associés (écoulements hyperconcentrés à turbulents), ces écoulements étant canalisés le long des escarpements de faille (fig. 65 a-d).

L'absence du faciès CG1 sur le horst peut être la conséquence (1) du comportement plastique des écoulements de débris et (2) de leur épaisseur inférieure à la hauteur de l'escarpement, chaque écoulement est ainsi dans l'impossibilité de déborder par-dessus les escarpements de failles (fig. 65a). Par contre la fraction diluée de l'écoulement de nature plus turbulente, issue des processus de

transformation (cf. faciès CG3) et qui se propage en arrière de l'écoulement ou sur ses marges, est susceptible de se déposer sur les hauteurs de l'escarpement (fig. 65a).

Les écoulements de débris subissent un phénomène de découplage où la partie basale de l'écoulement, animée d'un mouvement laminaire et transportant les sédiments les plus grossiers, est piégée dans les bas topographiques, alors que la partie haute, animée d'un mouvement turbulent et transportant les particules les plus fines, est, quant à elle, capable de franchir les hauts topographiques en y déposant une partie de sa charge sédimentaire.

Les dépôts hétérolithiques peuvent constituer ainsi des dépôts de débordement ou de levée turbiditique, conséquence de la canalisation des écoulements de débris dans les grabens et de l'évacuation des particules les plus fines par-dessus de l'obstacle (fig. 65a). Les dépôts hétérolithiques déformés présents dans les grabens seraient la conséquence de l'entraînement des produits de la dégradation de l'escarpement due à l'instabilité des dépôts sur le horst (fig. 65b).

Ainsi la répétition pas à pas de ce processus de dépôts dans le temps (fig. 65c) expliquerait la transition de faciès brutale, observable actuellement, entre les faciès présents dans les grabens (faciès CG1) et le faciès du horst (faciès CG3). Cette transition ne résulte donc pas de la perturbation d'un seul événement par les escarpements de faille mais de la perturbation de plusieurs événements du même type (fig. 65d).

Au lieu de combler petit à petit, la topographie associée à l'escarpement de faille, ces processus auraient tendance à l'entretenir, du moins pendant un certain temps. La persistance, voire l'amplification, des escarpements tectoniques par les processus sédimentaires ont déjà été observés par Thornburg *et al.* (1990). Ces auteurs montrent que des écoulements sous-marins érosifs, canalisés par des failles et dont une partie déborde sur les horsts, ont tendance à exagérer le rejet réel sur ces failles, c'est-à-dire à augmenter la hauteur des escarpements de faille. Dans le cas présent, les écoulements ne font que préserver un escarpement pendant un certain temps (fig. 65cd).

Finalement, les écoulements concentrés érosifs viennent se mettre en place au sommet de l'unité CG (fig. 65e). Leur forte capacité érosive finit par niveler les escarpements topographiques. L'impact de la topographie se marque par une plus faible épaisseur des dépôts sur le horst (cf. faciès CG4) que dans le graben. Le chenal conglomératique le plus important (en épaisseur et en longueur) se situe en effet dans le secteur 4 (gaben) mais à plus de 100 m de la faille majeur (faille 3, secteur 3). Cette configuration est comparable à celle décrite par Armentrout *et al.* (2000) (fig. 25) sur des dépôts néogènes du Golfe de Guinée, où un chenal dévié n'est pas obligatoirement accolé contre l'escarpement de faille qui le canalise.

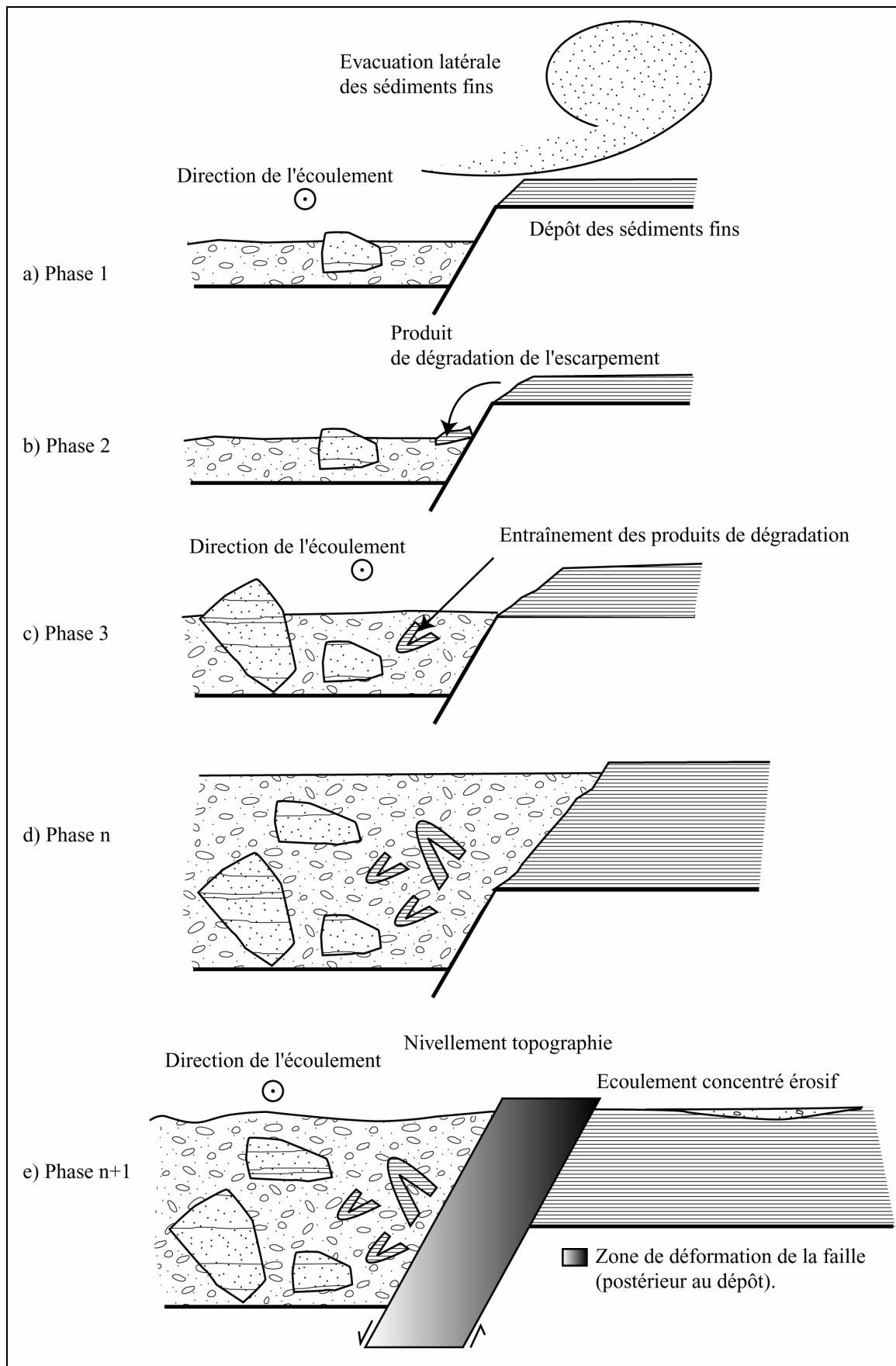


Figure : 65 Modèle d'interaction entre la présence d'escarpement de faille plurimétrique et les écoulements de débris a) Phase 1 : Canalisation et localisation des écoulements cohésifs grossiers

dans les grabens + évacuation des particules fines sur le horst (levée b) Phase 2 : Consécutivement à la déstabilisation des marges de l'escarpement, les produits de dégradation sont réceptionnés dans les grabens. c) Phase 3 : Ces produits sont mobilisés par les écoulements suivant qui répète le processus initiale n fois (Phase n) (d) Phase n+1 : Mise en place des dépôts concentrés sommitaux canalisés.

Il faut cependant noter que à l'heure actuelle, de part et d'autre des failles 2 et 3 (tableau 4), il n'existe pas de trace sédimentaire de la dégradation d'escarpements de faille. Ceci est probablement une conséquence des mouvements ultérieurs sur ces failles entraînant le développement d'une zone de déformation relativement large (entre 5 et 10 m) (paragraphe 1.1.) qui oblitère la structure initiale des dépôts.

Bien que montrant de forte variation de faciès, associés aux perturbations des écoulements par les escarpements de failles synsédimentaires, l'unité conglomératique CG ne présente pas, à priori, une géométrie en éventail caractéristique des dépôts syntectoniques mais plutôt une géométrie tabulaire. L'absence de dépôt en éventail pourrait s'expliquer par la rhéologie particulière des dépôts, issus d'écoulements de débris, qui tend à former des corps tabulaires par fluage tardif (Middelton & Hampton 1976).

2.4. Conclusion

L'analyse des variations d'épaisseur et de faciès de l'unité CG au niveau des failles majeures a permis de mettre en évidence (i) la présence d'escarpements de faille synsédimentaire et (ii) de caractériser leur influence sur les écoulements de débris sous marins.

Ces perturbations se caractérisent (1) par la canalisation et la localisation des écoulements de débris dans les grabens, (2) par la canalisation des écoulements concentrés, et (3) par la mise en place de dépôts de débordement/levée sur le horst, conséquence des processus d'évacuation des particules les plus fines issues des écoulement de débris.

Ce type d'observation correspond à un phénomène prédit par les expériences analogiques (Alexander & Morris 1994, Kneller & Buckee 2000) mais qui est rarement décrit d'escarpements de failles synsédimentaires (e.g. Cremer 1983 , Mutti 1992, Anderson *et al.* 2000).

3. Unité hétérolithique 2

3.1. Description des faciès

L'unité HT2 se caractérise par une alternance de niveaux gréseux de 1 à 10 cm d'épaisseur, et des niveaux argileux de 5 à 20 cm d'épaisseur (fig. 66). Les bancs de grès présentent deux faciès principaux :

(1) Le premier correspond à des grès fins à moyens, à base plane faiblement érosive. Les grès moyens présentent les bases plus fortement érosives qui se caractérisent par de petites cannelures érosives. La structure des bancs est constituée à la base par des laminations planes parallèles sur lesquelles la linéation est soulignée par la présence de micas. Cette structure peut passer verticalement à un litage à rides de courant 2D, parfois chevauchantes et des convolutes. Les bancs sont tabulaires et continus sur plusieurs dizaines de mètres (fig. 66). Ce faciès correspond à une succession de séquence Tbc-Te ou Tc-Te de Bouma.

(2) Le second correspond à des ensembles gréseux à base fortement érosive, très irrégulière. La granulométrie des bancs gréseux évolue globalement d'un sable grossier vers un sable moyen à fin. L'organisation des dépôts est parfois complexe et très variable latéralement. La base est soit massive et sans structure à sable grossier, soit à laminations planes parallèles à sable moyen. Les dépôts passent vers le haut à un sable moyen qui est recoupé par de nombreux scours présentant des fortes reprises granulométriques (sable grossier), et incorpore de nombreux galets mous ainsi que des niveaux argileux discontinus. La géométrie de ces bancs est lenticulaire, discontinue et d'extension maximale plurimétrique. Ce faciès représente des séquences complexes Tab de Bouma.

L'ensemble de l'unité HT2 comble, à la base, les dépressions érosives du sommet de l'unité conglomératique CG.

De nombreuses traces fossiles sont présentes dans cette unité HT2 (e. g. *Planolithes et Ophiomorpha*).

Il est important de noter que les deux faciès décrits ci-dessus sont communs à l'ensemble de secteurs 1 à 4.

Le sommet de l'unité HT2 est fortement érodé par l'unité homolithique HM2 sus-jacente. Cette érosion est cependant beaucoup plus marquée sur les secteurs 1 et 2 que sur les secteurs 3 et 4 (fig. 56). Cette érosion différentielle se traduit par une forte diminution de l'épaisseur de l'unité HT2, du sud vers le nord. En effet l'unité HT2 passe de 1,6 m 0,7 m sur le secteur 1 (fig. 55), puis chute brutalement à 0,2-0,3 m sur le secteur 2 (horst central). Au passage de la faille 3 (secteur 3), l'épaisseur augmente passant à 0,7-1 m puis croît régulièrement jusqu'à 2 m en direction du secteur 4 (fig. 55).

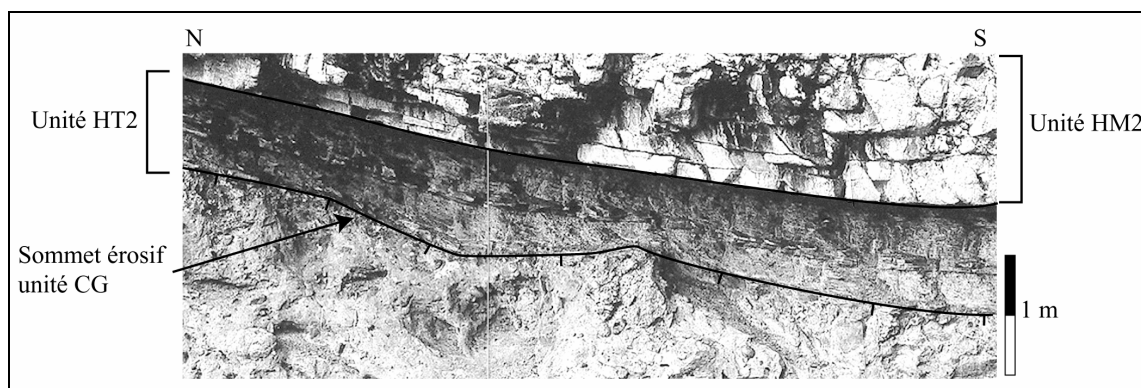


Figure 66 : Exemple d’affleurement de l’unité HT2 dans le secteur 3. Cette unité se caractérise par des alternances de dépôts argileux et sableux d’épaisseur centimétrique à décimétrique venant en comblement sur la surface d’érosion sommitale de l’unité CG sous-jacente.

Les directions de paléocourants déterminés à partir des linéations de délits et des sillons d’érosion sont homogènes sur tous les secteurs : N310-320 pour le secteur 1, N320-350 pour le secteur 2, N320-330 et N290-310 pour les secteurs 3 et 4 (fig. 67). Ces directions d’écoulement sont parallèles à la direction d’écoulement régionale décrite dans la zone nord de la formation des Grès d’Annot (Jean 1985).

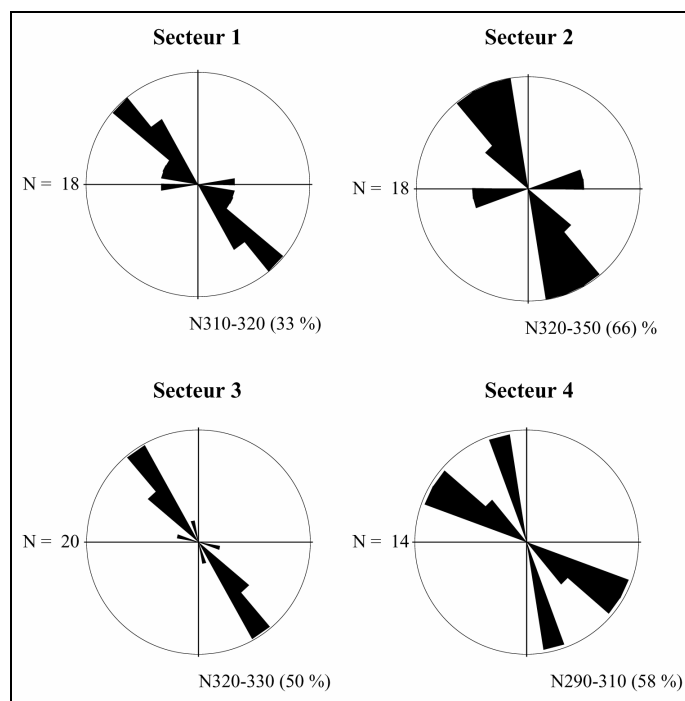


Figure : 67 Diagramme des direction des paléocourants de l’unité HT2.

3.2. Nature des écoulements

Les dépôts de l'unité HT2 résultent de l'alternance entre plusieurs types d'écoulement. Le premier faciès gréseux est caractéristique d'une succession d'écoulements turbiditiques en ralentissement et en déplétion, correspondant soit à la partie supérieure d'écoulements plus concentrés, soit à la queue d'écoulements turbiditiques s.s. (Mulder & Alexander 2001a).

Le second faciès gréseux peut être assimilé à des écoulements concentrés, à la limite inférieure des concentrations (proche des écoulements turbulents), ou à des écoulements transitoires stratifiés (nature mixte) (Mulder & Alexander 2001a). La séquence Ta se forme probablement lors du passage de la tête érosive qui caractérise un écoulement concentré, la partie supérieure correspond à la queue de l'écoulement.

Enfin, les dépôts argileux peuvent caractériser soit la partie la plus fine de l'ensemble des écoulements précédents, constituant une séquence Te de Bouma et correspondant au passage de la queue des écoulements, et donc à un processus dynamique, soit un drapage argileux purement suspensif tardif (Bouma 1962).

Bien que cette unité résulte de la répétition du passage d'écoulements de nature variable, les variations d'épaisseurs localisées au passage sur le horst central (secteur 2) ne s'accompagnent d'aucune localisation de variations de faciès (fig. 55). En conséquence, il n'existait pas, lors du dépôt de l'unité HT2, d'escarpement de faille synsédimentaire, les variations d'épaisseur observées résultant seulement de l'érosion qui accompagne la mise en place de l'unité HM2 sus-jacente (cf. paragraphe 5).

4. Unité homolithique 2

Sur l'ensemble des unités que ont été déterminés sur le secteur de Tête Ronde, l'unité HM2 représente celle qui montre les plus fortes variations d'épaisseur à l'approche des failles majeures (fig. 55). Son épaisseur varie de 4,2 m à 6,2 m du sud vers le nord, en direction de la faille 2 dans le secteur 1, puis diminue brutalement au niveau du secteur 2, passant à 4,7 m en moyenne. Au niveau de la faille 3 (secteur 3), l'épaisseur augmente brutalement jusqu'à 8,10 m, puis diminue ensuite très progressivement en direction du nord, passant à 6,5 m en amont de la faille 4, à 5,5 m pour le secteur 4 (fig. 55).

Cette unité HM2 peut se diviser en 3 sous-unités *U1*, *U2* et *U3* corrélables à l'échelle de l'affleurement (fig. 56/68). Au regard des conditions d'affleurement, la sous-unité *U1* est celle qui offre les meilleures conditions d'observations. Elle fait en conséquence l'objet d'une étude plus précise que les 2 autres sous-unités (*U2-U3*) qui composent l'unité HM2.

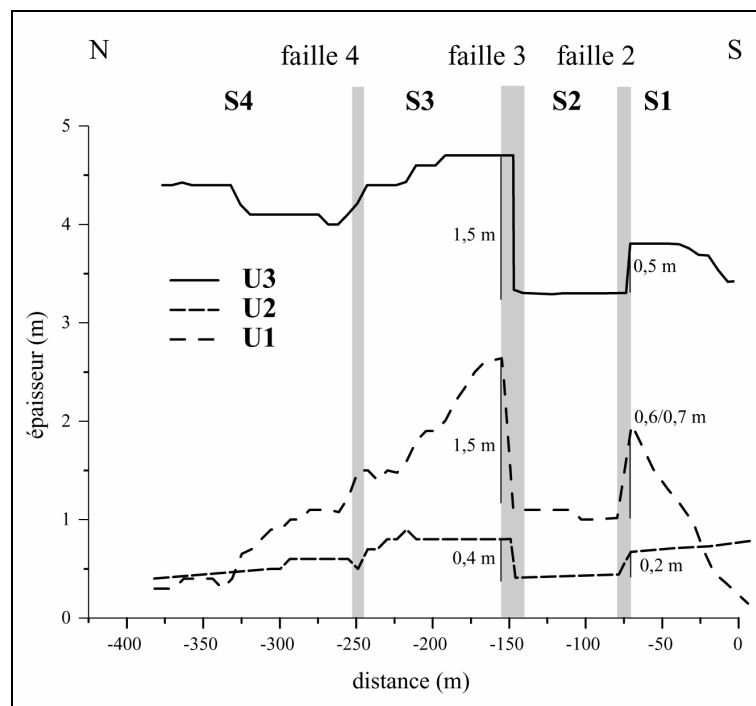


Figure : 68 Evolution de l'épaisseur de chacune des 3 sous-unités *U1*, *U2* et *U3* de l'unité HM2 suivant un profil NS.

4.1. Sous-Unité 1

À l'échelle de l'ensemble de l'affleurement, la sous-unité 1 se caractérise par une géométrie lenticulaire à base érosive de longueur pluri-hectométrique (fig. 56). Elle est la sous-unité qui montre les plus fortes variations d'épaisseur (fig. 68). Dans le secteur 1, son épaisseur varie de 0,2 à 1,90 m

en direction de la faille 2, elle diminue à 1,1 m dans le secteur 2, puis augmente brutalement à 2,5 m au passage sur la faille 3 pour diminuer de nouveau mais de manière plus continue en direction du nord et atteindre 0,2 m dans le secteur 4 (fig. 68). Parallèlement à ses fortes variations d'épaisseur, cette sous-unité montre de fortes variations de faciès en fonction des différents secteurs. Les caractéristiques de cette sous-unité sont décrites par secteur, en partant du sud vers le nord (du secteur 1 au secteur 4).

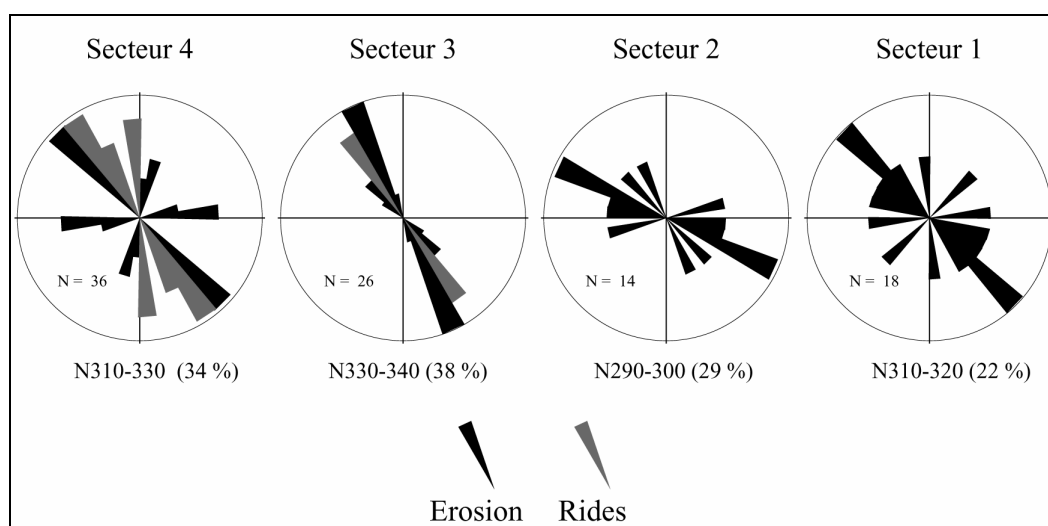


Figure : 69 Diagramme des directions de paléocourants de la sous-unité U1 sur l'ensemble des 4 secteurs étudiés. L'orientation des figures d'érosion en base de banc est représentée en noir, en gris l'orientation des rides de courants.

4.1.1. Sous-unité 1/Secteur 1

L'unité 1 dans ce secteur présente une géométrie de dépôt en éventail (fig. 56) qui s'épaissit fortement en direction de la faille 2 (fig. 68). Elle est composée de deux ensembles principaux, un ensemble basal et un ensemble sommital, aux caractéristiques très différentes.

Sous-unité 1/Ensemble basal

L'ensemble basal se caractérise par une surface érosive importante, de forme courbe à l'échelle du secteur (fig. 56). L'épaisseur de l'unité HT2 sous-jacente passe ainsi de 1,6 m d'épaisseur au niveau du log 1 à 0,7 m (fig. 55). Les directions de paléocourant déterminées à partir des figures d'érosion basales montrent une dispersion relative avec une direction d'écoulement dominante SSE-NNW et des directions secondaires variant entre EW et NE-SW (fig. 69).

La granulométrie de la matrice est celle d'un grès grossier à graviers flottés qui ne montre pas d'évolution granulométrique verticale. Au niveau du log 2 (fig. 56), les dépôts présentent une stratification plane très discontinue, qui s'accompagne d'un litage d'aspect grumeleux lié à la présence

de nombreux scours de taille décimétrique, souvent soulignés par la localisation de clastes argileux (fig. 70).

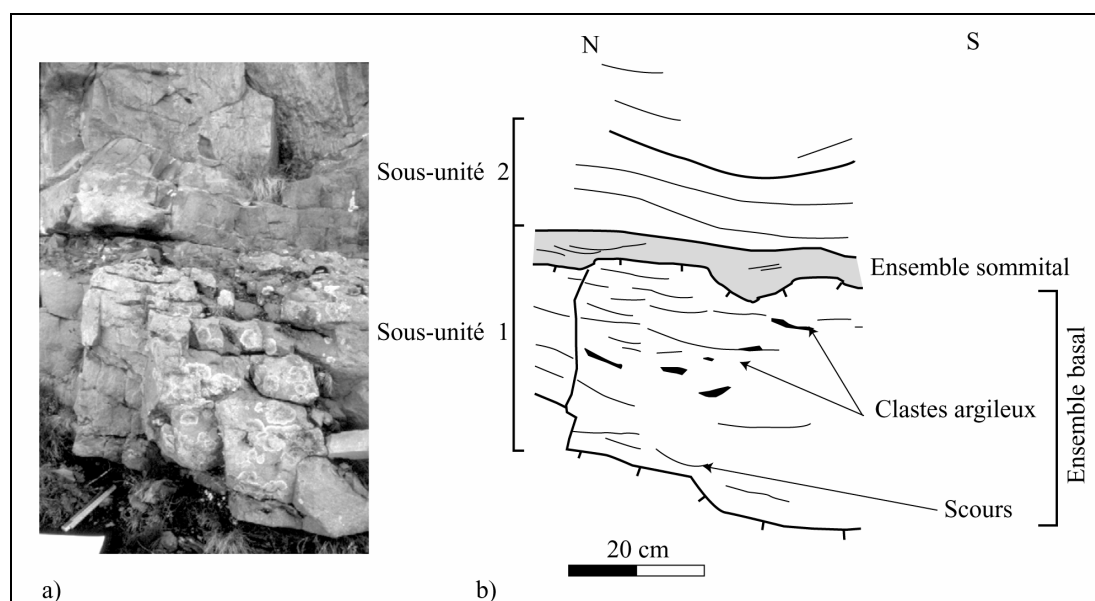


Figure : 70 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1 dans le secteur 1(log 2, cf. fig. 56). a) Photographie de l'affleurement. b) Détail de la sous-unité 1 comprenant l'ensemble basal (scours et clastes argileux) et sommital (cf. paragraphe Sous-unité 1/Ensemble sommital).

En direction de la faille 2, l'organisation interne des dépôts devient de plus en plus chaotique, ce qui se traduit par l'absence de structuration interne bien définie (fig. 71). Il est impossible à ce niveau de suivre une géométrie ou un faciès particulier sur des distances au-delà du mètre (fig. 71). Par exemple, au niveau du log 5 (fig. 56), la stratification oblique frustrée de direction sud observable à la base de l'unité et qui se marque par l'alignement de certains clastes argileux, ne se développe que sur quelques décimètres et disparaît rapidement (fig. 71). Latéralement et verticalement autour de cette stratification, les dépôts présentent soit un aspect massif, comprenant de nombreux scours de tailles décimétriques et intégrant de nombreux galets argileux et clastes d'origines diverses (grès, dépôt hétérolithique ...), soit un aspect totalement chaotique. Cet aspect chaotique est en grande partie dû à la présence de larges structures d'échappement d'eau (de type cheminée) qui entraîne un fort remaniement interne (fig. 71). Il existe trois classes majeures de blocs ou galets intégrés dans la matrice sableuse.

(1) Des blocs composés de grès fins et silt, de taille importante (0,1 à 0,4 m), soit disposés parallèlement à la stratification, soit sécants sur celle-ci ; ces blocs ne sont pas déformés (fig. 71).

(2) Des blocs de nature hétérolithique (argile/grès) de taille comprise entre 0,1 et 1 m, disposés parallèlement à la stratification et montrant une forte déformation interne (plis) (fig. 72).

(3) De nombreux galets argileux de taille pluricentimétrique, soit arrondis et non déformés, soit aplatis et disposés parallèlement à la stratification (fig. 71), ou encore sécants par rapport à la stratification et plissés (fig. 71).

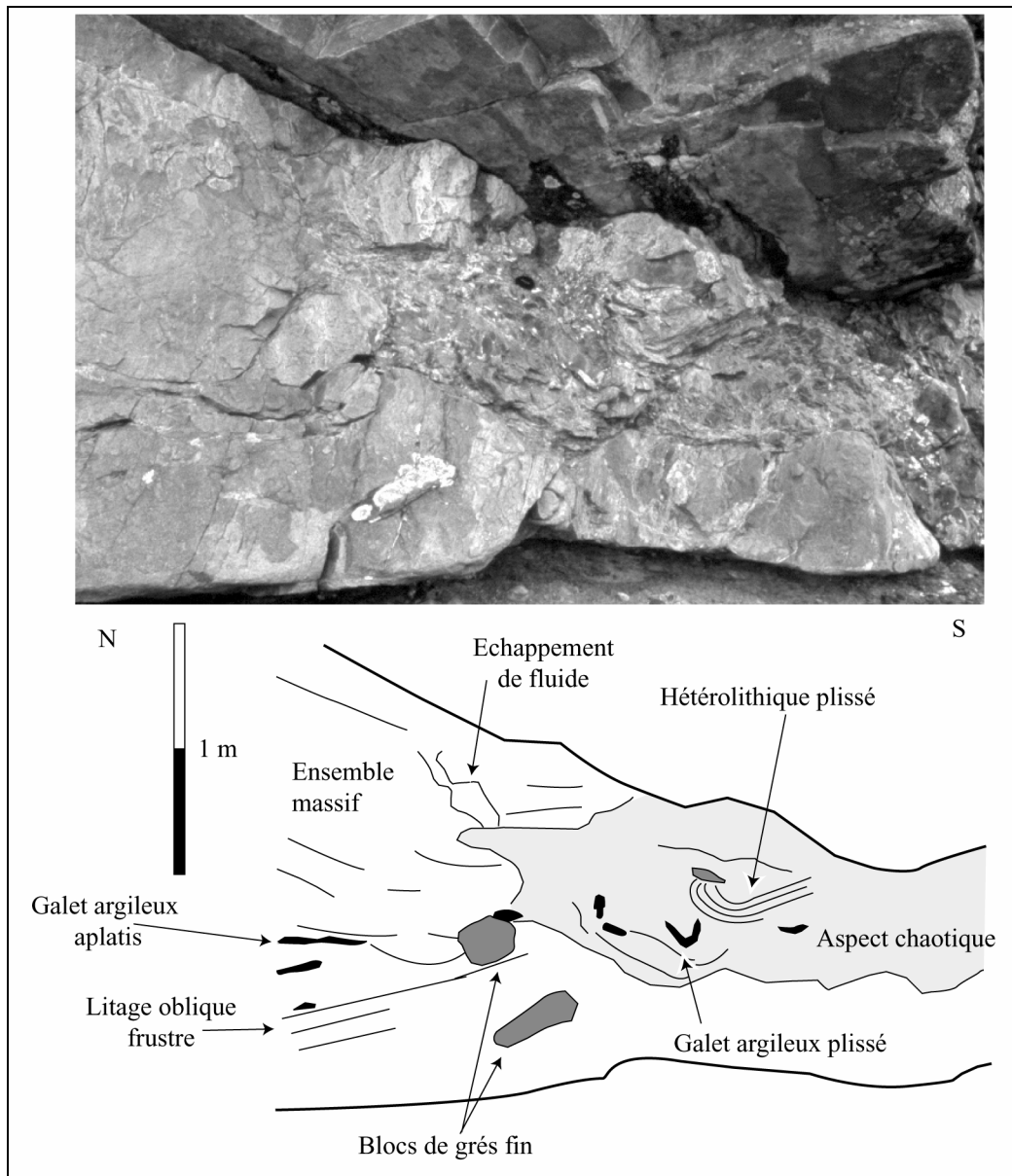


Figure : 71 Exemple d'affleurement de l'ensemble basal de la sous-unité 1 dans le secteur 1 a) photographie de l'affleurement b) représentation des principales caractéristiques en terme de faciès et de géométrie (position log 5, cf. fig. 56).



Figure : 72 Exemple de bloc hétérolithique plissé, intégré dans la matrice sableuse de l'ensemble basal de la sous-unité 1 (secteur 1, position log 5 cf. fig. 56).

Nature des écoulements

(1) Le caractère massif et la forte granulométrie des dépôts de l'ensemble basal incluant de nombreux graviers flottés, (2) la présence de nombreuses figures de liquéfaction et d'échappement d'eau, (3) l'existence de blocs de taille décimétrique de nature diverse, inclus dans la matrice sableuse en position variable, déformés ou non déformés, et (4) l'existence de nombreux clastes argileux flottés suggèrent que ces dépôts résultent d'écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander 2001a).

La présence de blocs d'hétérolithiques et de grès de taille aussi importante, en position variable et répartis sur toute l'épaisseur du dépôt, et la forte déformation qui les affecte sont caractéristique soit d'écoulements de rhéologie plastique et à comportement laminaire pur (Shanmugam 2002) soit d'écoulements de nature plutôt mixte comprenant une partie basale laminaire et une partie supérieure de nature plus turbulente (Postma *et al.* 1988) qui se déposeraient en masse selon un mécanisme de gel par friction (« frictional freezing »), ou par accrétion de bouffées successives (Major 1997).

Cependant le caractère érosif du faciès basal et la présence très localisée d'un litage oblique ne sont pas compatibles avec l'existence d'écoulements purement hyperconcentrés mais plutôt avec des écoulements de nature mixte concentrée/hyperconcentrée (Mulder & Alexander 2001a). En effet, les écoulements hyperconcentrés se caractérisent par un mouvement de glissement sans frottement (« hydroplaning ») qui minimise les phénomènes érosifs comme pour les écoulements de débris (Mohrig *et al.* 1998). De plus, la rhéologie plastique d'un tel écoulement n'autorise pas la formation de structure de courant dans les dépôts (Lowe 1988) bien qu'une fabrique dans des dépôts d'écoulement de type laminaire peut se développer par accrétion des bouffées successives dans l'écoulement (Major 1997).

Les écoulements à l'origine de l'ensemble basal dans le secteur 1 sont probablement de nature mixte comprenant une partie purement laminaire de nature hyperconcentrée non érosive et une partie plus diluée caractérisant un écoulement concentré érosif. Ce type d'écoulement est fortement stratifié en termes de concentration en sédiment, de répartition granulométrique et des mécanismes de transport ou de maintien en suspension des particules. Chaque partie de l'écoulement peut montrer un comportement spécifique, favorisant, par exemple, les phénomènes de découplage tels que le « flow-stripping » (Piper & Normark 1983) ou de désintégration (Sohn 2000).

La vitesse de propagation des écoulements concentrés est considérée être supérieure à la vitesse de propagation des écoulements hyperconcentrés, car l'augmentation de la vitesse des écoulements hyperconcentrés favorise sa transformation par incorporation d'eau en écoulement concentré (Mulder & Alexander 2001a). De ce fait un écoulement concentré érosif pourra chronologiquement précéder un écoulement hyperconcentré avec lequel il est génétiquement lié (Sohn 2000). Il faut noter que plus la durée de l'écoulement est prolongée, plus les phénomènes érosifs sont importants (Sohn 2000).

Dans ce cas, l'érosion à la base de l'ensemble basal de la sous-unité 1 est possiblement la conséquence de l'arrivée de la partie concentrée de l'écoulement, le remplissage de cette surface érosive serait, quant à lui, caractéristique de l'arrivée de la partie laminaire hyperconcentrée de l'écoulement.

Sous-unité 1/Ensemble sommital

L'ensemble sommital est érosif sur le précédent (fig. 70) et s'accompagne d'une forte reprise granulométrique à sable grossier et graviers disséminés. Il se caractérise par un fort amalgame de surfaces d'érosion, par une imbrication de niveaux argileux peu continus et inclut de nombreux galets argileux disséminés, et présente parfois un aspect bréchique (fig. 73).

Cet ensemble conserve un aspect fortement irrégulier sur l'ensemble de la zone et montre une grande irrégularité dans son épaisseur qui peut passer sur quelques décimètres de distance de 0,1 m à 0,75 m pour disparaître presque totalement. Son épaisseur moyenne est comprise autour de 0,3-0,4 m.

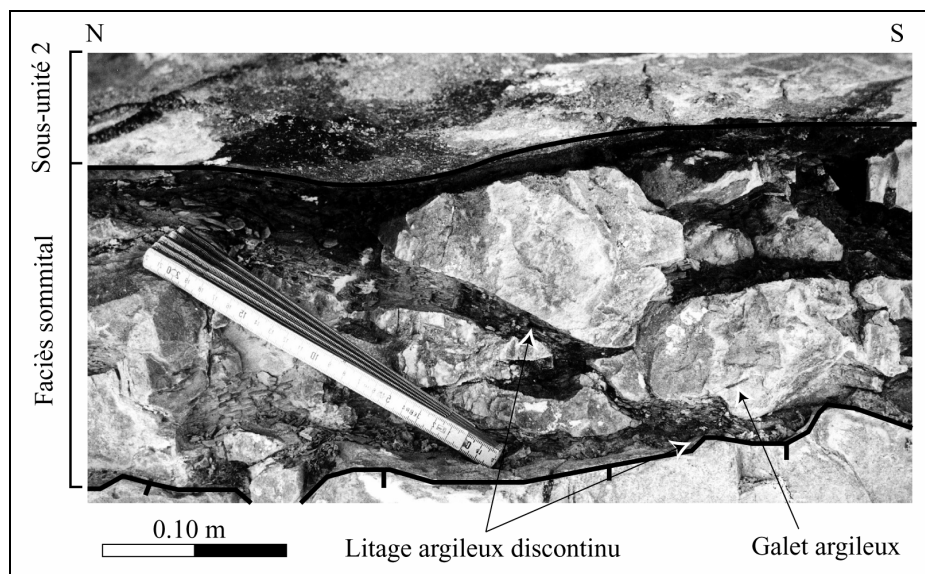


Figure : 73 Exemple du faciès sommital de la sous-unité 1 dans le secteur 1 (position log 5, cf. fig. 56). Noter l'aspect bréchiq ue de ce faciès.

Nature des écoulements

La discontinuité des litages argileux et des bancs gréseux de l'ensemble sommital définit un niveau de remaniement résultant de l'accumulation dans le temps de multiples dépôts gréseux de faible épaisseur, partiellement érodés et drapés par des dépôts argileux. Ce faciès est significatif d'un transit sédimentaire important, caractérisant un faible taux de préservation en raison de la progradation des écoulements sous-marins vers l'aval (Guillocheau *et al.* sous presse). La granulométrie des dépôts du faciès sommital et les nombreuses érosions associées indiquent des écoulements concentrés dans la limite inférieure des concentrations (proche des écoulements turbulents) ou des écoulements transitoires stratifiés de nature mixte (Mulder & Alexander 2001a).

4.1.2. Sous-unité 1/Secteur 2

La sous-unité 1 sur le secteur 2 montre une géométrie tabulaire (cf. fig. 56) sans grande variation d'épaisseur (1,1-1,2m) (fig. 68). Par contre le passage entre le secteur 1 et le secteur 2, se marque par une diminution d'épaisseur d'environ 0,6 à 0,7 m de la sous-unité 1 (fig. 68).

Sous unité 1/ Ensemble basal (Secteur 2)

L'ensemble basal est constitué d'une matrice à sable grossier, sans granoclassement net, incluant quelques galets argileux disséminés, et se caractérise surtout par la présence d'une lamination plane parallèle relativement bien développée mais discontinue qui cède parfois la place, sans transition, à des dépôts plus massifs sans structure (fig. 74). Au milieu de cet ensemble basal, il existe

une surface horizontale marquée par la présence de clastes argileux en grande concentration et par une légère reprise granulométrique (présence de quelques graviers isolés) (fig. 74).

La surface d'érosion basale est plane, nette et ne laisse de l'unité HT2 sous-jacente qu'une épaisseur de 0,2 à 0,3 m en moyenne (cf. fig. 55). Les cannelures d'érosion sont beaucoup mieux développées que dans le secteur 1. Les mesures effectuées sur ces cannelures donnent une direction d'écoulement dominante à N290-N300, avec une faible composante E-W (fig. 69).

L'épaisseur de l'ensemble basal est constante autour de 1-1,1 m.

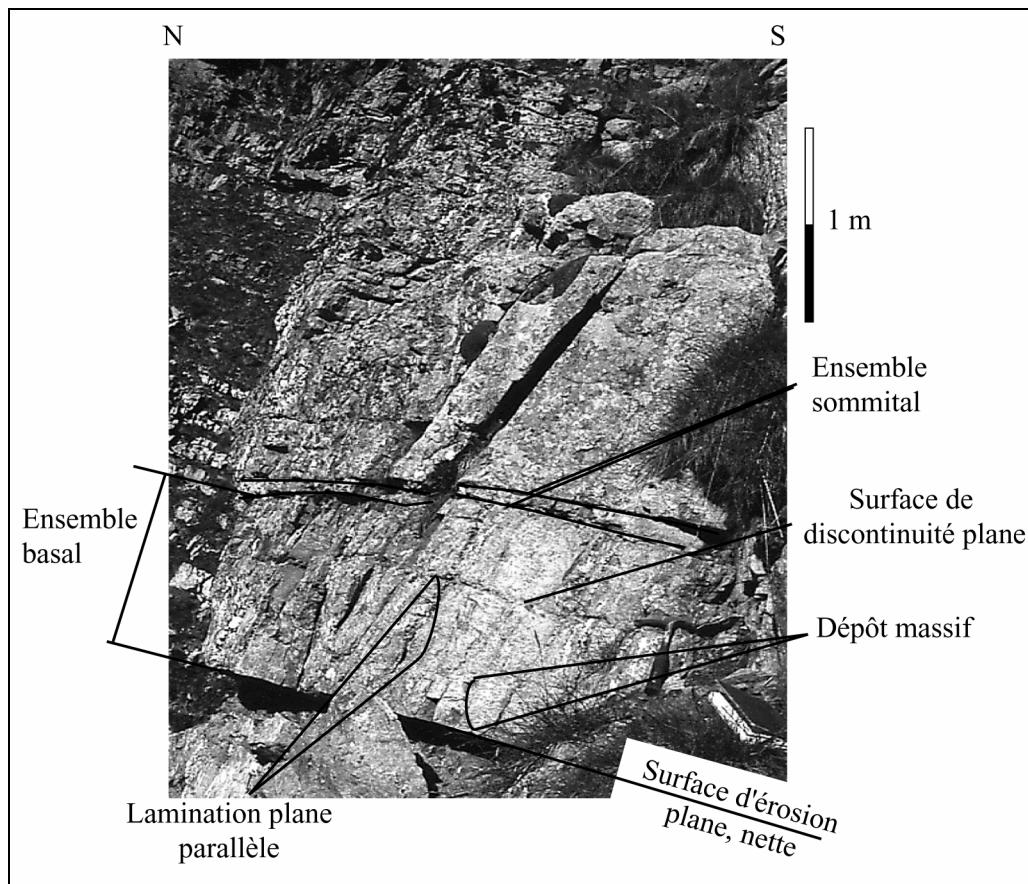


Figure : 74 Affleurement de l'ensemble basal (sous-unité 1.) Sur le secteur 2 cet ensemble se marque par une surface d'érosion plane et un dépôt dominé par l'alternance de niveaux massifs et de niveaux à laminations planes parallèles bien développées, plus une surface de discontinuité plane à mi-hauteur soulignée par la présence de clastes argileux. L'ensemble sommital correspond toujours à un niveau remanié.

Nature des écoulements

L'ensemble basal se caractérise (1) par une surface d'érosion nette, plus érosive que sur le secteur 2, (2) par un remplissage dominé par une granulométrie de sable grossier à galets argileux répartis de manière diffuse et (3) présente une organisation massive ou à laminations planes

parallèles. Cet ensemble pourrait résulter du dépôt d'un écoulement concentré érosif (Mulder & Alexander 2001a).

Les niveaux massifs sont la conséquence d'un mécanisme de dépôt soit en masse (Lowe 1982), soit en aggradation progressive résultant de la migration progressive vers le haut de la zone limite de dépôt d'un écoulement en régime stable à forte concentration en sédiment (Kneller 1995, Kneller & Branney 1995).

Il existe plusieurs hypothèses concernant la création d'une stratification plane parallèle dans des sédiments grossiers. Elle peut être une conséquence d'un régime d'écoulement élevé (vitesse élevée) qui s'accompagne d'un fort taux de chute des sédiments (Middelton & Hampton 1976). Elle peut aussi correspondre à un processus de dépôt suffisamment rapide pour prévenir la formation de structure construite, mais pas suffisant pour empêcher une certaine ségrégation dans la taille des grains (Middelton & Hampton 1976). Une stratification plane parallèle peut également être liée à une diminution de la concentration en sédiment, liée à une augmentation du mélange avec l'eau ambiante qui s'accompagne d'une diminution de la vitesse de chute des particules, autorisant une ségrégation plus importante des sédiments (Kneller & Branney 1995). Enfin cette stratification pourrait correspondre à des structures d'anti-dunes dont la longueur d'onde serait supérieure à l'échelle d'observation (longueur d'onde décimétrique ou plus), la longueur d'onde d'une anti-dune pouvant correspondre à plus de 10 fois l'épaisseur de l'écoulement (Hand 1974). La création d'anti-dune nécessite un régime d'écoulement élevé.

Les passages latéraux et verticaux entre les dépôts massifs et les dépôts à stratification plane peuvent avoir aussi plusieurs origines. Ils peuvent être une conséquence des instabilités présentes dans les écoulements concentrés, correspondant soit à des pulsations dans l'écoulement, soit à l'existence d'ondes internes, ou encore à des vortex (turbulences) (Kneller & Branney 1995). La présence de telles instabilités, produit des alternances irrégulières de faciès, latéralement discontinues comme dans le cas présent (Kneller & Branney 1995). La présence d'un escarpement aura pour effet principal de multiplier ces instabilités dans l'écoulement (Kneller & Buckee 2000) et donc de favoriser potentiellement les transitions de faciès telles qu'observées.

Il est à noter que ces passages latéraux et verticaux peuvent être également une conséquence directe des hétérogénéités internes dans la concentration en sédiment ou dans la distribution granulométrique dans l'écoulement (Kneller & Branney 1995).

Sous-unité 1/Ensemble sommital (Secteur 2)

L'ensemble sommital ne présente aucune différence de faciès entre le secteur 1 et le secteur 2. Son épaisseur est en moyenne plus faible, de l'ordre de 0,1 m.

Nature des écoulements

La nature identique des faciès de l'ensemble sommital entre le secteur 1 et 2 témoigne de processus de dépôt identiques sur ces deux secteurs.

4.1.3. Sous-unité 1/Secteur 3

Sur le secteur 3, l'unité 1 forme un corps sédimentaire, présentant une géométrie en éventail qui se caractérise par un épaissement du nord vers le sud en direction de la faille 3 (cf. fig. 56). Au nord, au niveau du log 10, l'épaisseur de la sous-unité 1 est de 1,5 m et de 2,5 m au niveau de la faille 3 (log9) (fig. 68). Entre le secteur 2 et le secteur 3, l'épaissement est important, la sous-unité 1 passant rapidement de 1,1 à 2,5-2,7 m d'épaisseur (fig. 68).

Sous-unité 1/Ensemble basal (Secteur 3)

La surface d'érosion basale est bien définie, plane, avec des cannelures bien marquées qui indiquent des directions d'écoulement constantes SSE-NNW (fig. 69). L'épaisseur de dépôts de l'unité HT2 préservée est ici beaucoup plus importante que sur le secteur 2 (fig. 55). L'ensemble basal présente à ce niveau une organisation complexe, absente jusqu'à présent, qui permet de définir précisément deux sous-ensembles aux caractéristiques distinctes (fig. 75).

Le premier sous-ensemble se situe à la base de l'ensemble basal (fig. 75). Il se caractérise par un grès grossier à gravier dans lequel se développent de grandes obliques frustes (fig. 75 et 76) qui donnent des directions d'écoulement SSE-NNW (fig. 69), identiques à la direction d'écoulement déduites des cannelures d'érosion précédentes. La longueur de chaque faisceau d'obliques est en moyenne de plusieurs mètres. L'épaisseur de ce sous-ensemble est de 0,5 m près de la faille 3 et diminue progressivement en direction du nord pour disparaître à une distance d'environ 30 m de la faille 3 (cf. fig. 56).

Le deuxième sous ensemble (fig. 75) est érosif sur le premier. Il se caractérise par une forte reprise granulométrique correspondant à des grès grossier à gravier (fig. 75 et 76). Au-dessus de cette première surface d'érosion vient se connecter une seconde surface d'érosion qui se marque (1) par une nouvelle reprise granulométrique à gravier, (2) par l'abondance de galets argileux et (3) par la localisation d'un niveau remanié au pied de la faille 3 (fig. 75 et 76). Ces deux surfaces d'érosion ne se développent que sur une distance d'environ 30 à 40 m au pied de la faille 3. Au pied de la faille, le faciès du deuxième sous-ensemble est dominé par une forte imbrication de scours de dimensions variant de plusieurs mètres à quelques décimètres (fig. 75).

L'épaisseur de la totalité de l'ensemble basal au niveau de la faille 3 est proche de 2 m.

En direction de la faille 4, ce dépôt complexe à deux sous-ensembles évolue progressivement vers un ensemble basal plus uniforme sur toute son épaisseur (fig. 77). L'ensemble basal est de nature massive, à grès grossier/moyen et graviers dispersés. Il montre de nombreuses structures d'échappement d'eau en assiette (fig. 77) et de nombreux clastes argileux flottés de taille pluricentimétrique ainsi que quelques slumps. Au niveau de la faille 4 (secteur 3), l'épaisseur de l'ensemble basal est d'environ 1,2 m.

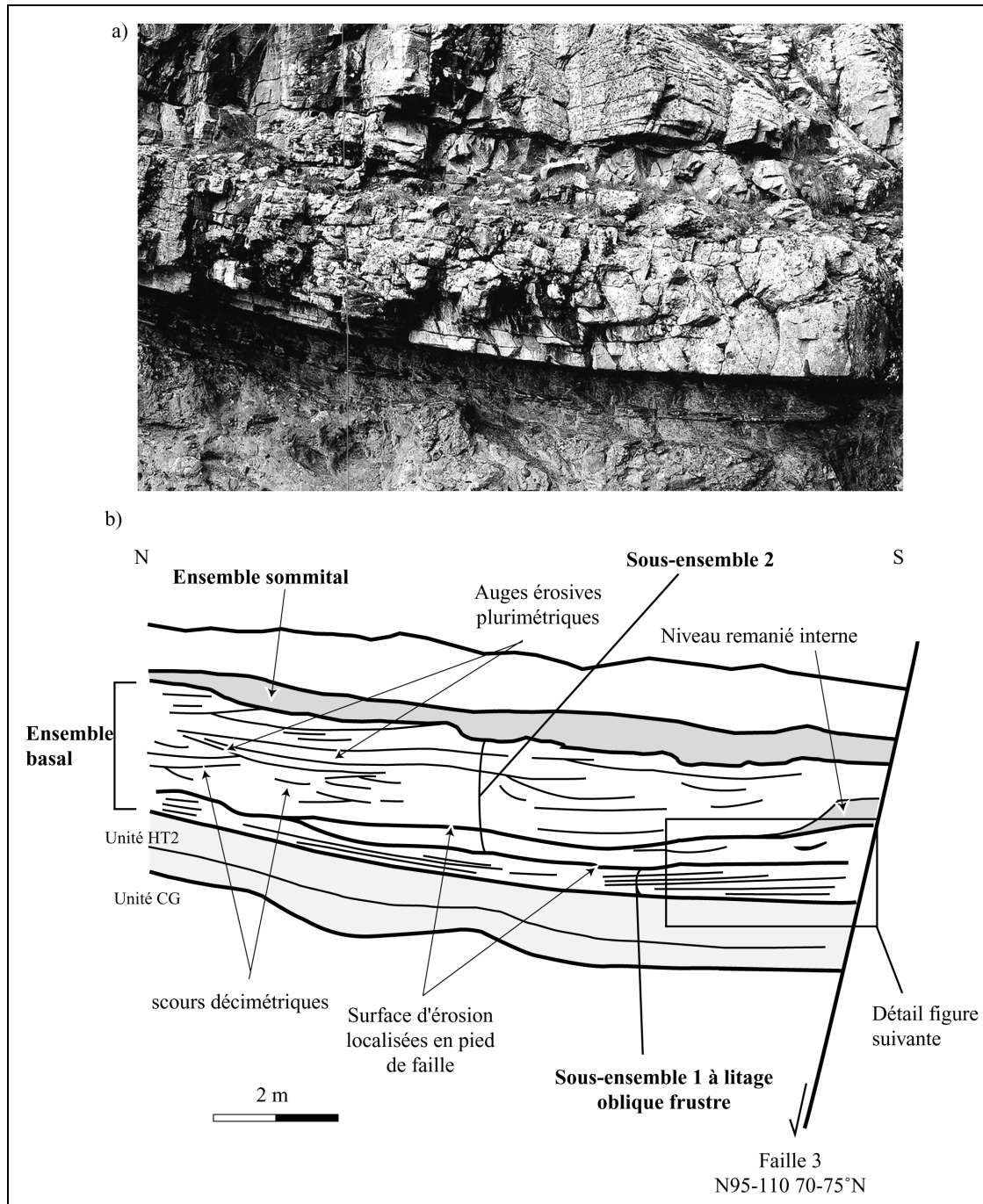


Figure : 75 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1 au niveau de la faille 3 (secteur 3). a) Photographie de l'affleurement. b) Détail de la sous-unité 1 composée de l'ensemble basal et

sommital. L'ensemble basal présente une organisation particulière permettant de distinguer deux sous-ensembles aux caractéristiques bien différentes. Le sous-ensemble 1 se caractérise par à un litage oblique, le sous-ensemble 2 se caractérise par l'imbrication de structures érosives et de niveaux remaniés.

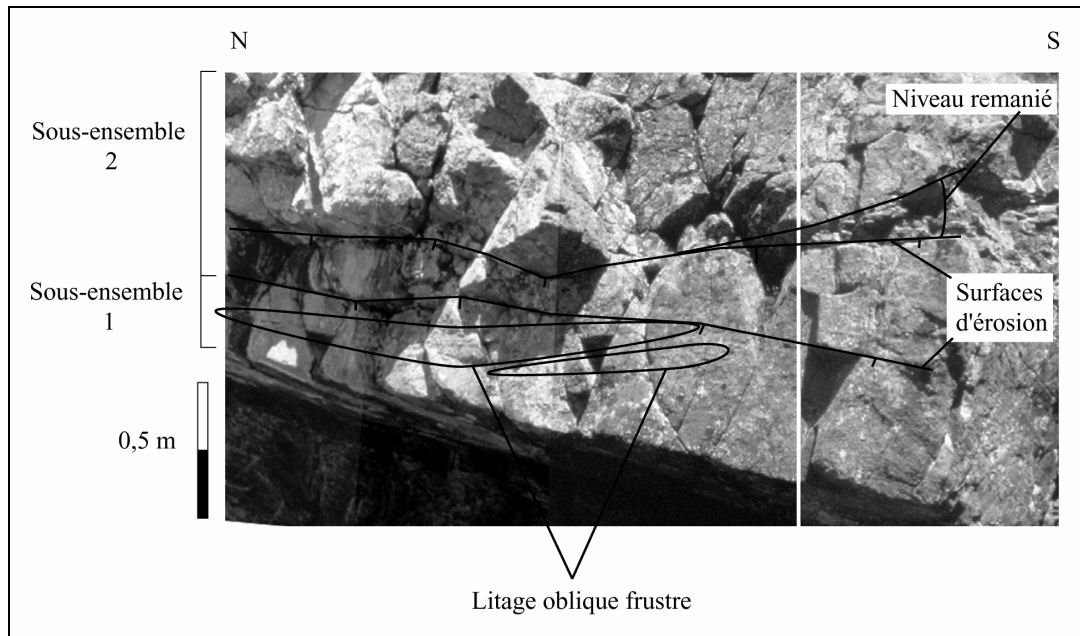


Figure : 76 Détail de l'ensemble basal de la sous-unité 1 au niveau de la faille 3, comprenant le sous-ensemble à litage oblique frustré érodé par le sous-ensemble 2 comprenant de nombreuses surfaces d'érosion et incorporant un niveau remanié.

Nature des écoulements

Dans ce secteur, l'ensemble basal se caractérise par une évolution importante entre la zone proche de la faille 3 et la zone proche de la faille 4 (cf. fig. 56).

Au niveau de la faille 3, la granulométrie de sable grossier à graviers disséminés indique que ces dépôts correspondent à des écoulements concentrés (Mulder & Alexander 2001a). La présence d'obliques de dimension plurimétrique (sous-ensemble 1) (fig. 75-76), localisées au pied de la faille 3 et recoupées par de larges structures d'érosion plurimétrique, intégrant un niveau remanié ainsi que de plus petites structures d'érosion de taille décimétriques à métriques, montre que le ou les écoulements concentrés à l'origine des dépôts ont subi une évolution dans leurs dynamiques, passant de conditions stables favorisant le développement de structures tractives, à des conditions plus instables de nature érosive

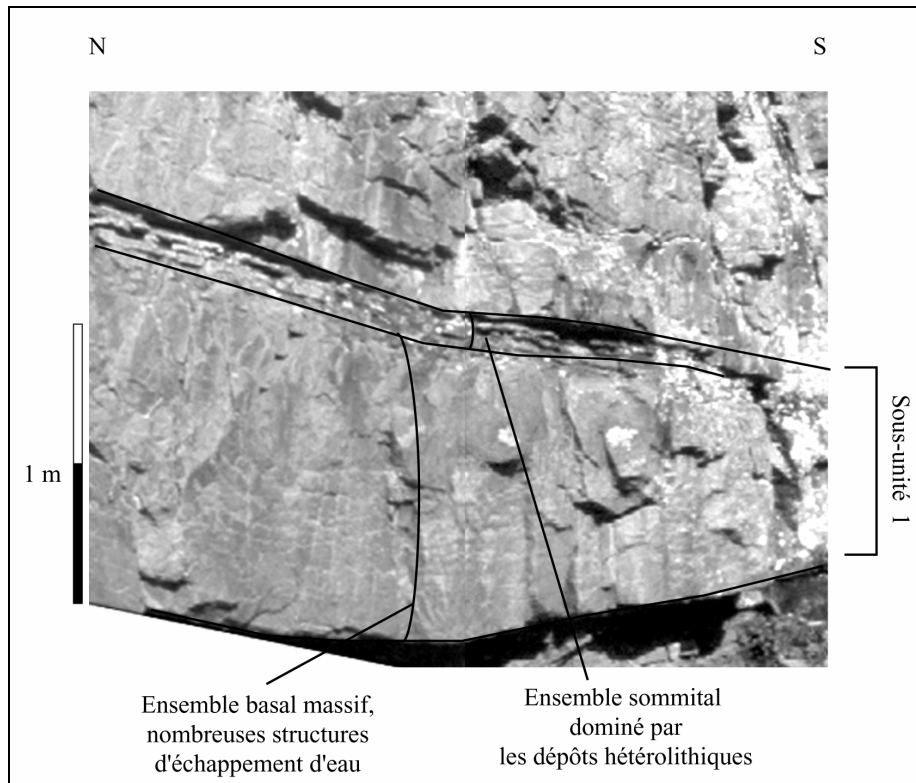


Figure : 77 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1 (secteur 3) au niveau de la faille 4. L'ensemble basal se caractérise par des dépôts massifs à nombreuses structures d'échappement d'eau, à clastes et slumps isolés. L'ensemble sommital est constitué par des dépôts hétérolithiques (en lieu et place du niveau remanié).

Le développement de structures tractives est possible dans les écoulements concentrés si la concentration en sédiment n'est pas trop importante et si les conditions d'écoulements sont stables suffisamment longtemps (Mulder & Alexander 2001a). La présence et l'imbrication de figures d'érosion de taille très variable, et la présence d'un niveau remanié pourraient indiquer une grande variabilité dans les conditions de l'écoulement, incluant une fluctuation importante des phénomènes de turbulences (Kneller & Branney 1995, Kneller & Buckee 2000).

Au niveau de la faille 4, les dépôts prennent un aspect massif comprenant de nombreuses structures d'échappement d'eau. Ils correspondent soit à des dépôts massifs instantanés issus d'un écoulement concentré (Lowe 1982) soit à des dépôts en aggradation progressive issus d'un écoulement concentré en régime stable et en déplétion (Kneller & Branney 1995, Kneller & Buckee 2000).

Sur le secteur 3, la dynamique des écoulements concentrés varie donc d'une dynamique en dépôt tractif/érosion proche de la faille 3 à une dynamique en dépôt massif ou aggradant au niveau de la faille 4.

Sous-unité 1/Ensemble sommital (Secteur 3)

Cet ensemble sommital est constitué dans le secteur 3 par deux faciès.

Le premier faciès correspond à un niveau remanié identique à celui des secteurs 1 et 2. Son épaisseur est importante au niveau de la faille 3 puisque elle atteint 0,75 m. Elle est toujours très variable localement et diminue vers le nord, jusqu'à 0,2-0,3 m.

Ce faciès de remaniement cède la place latéralement et verticalement à des dépôts hétérolithiques (fig. 78). Ces dépôts correspondent à une alternance entre des niveaux argileux d'épaisseurs centimétriques et des niveaux de grès à granulométrie de sable moyen à grossier, à base et sommet érosifs. Les niveaux gréseux sont constitués par des litages à rides entrecroisées et à laminations planes parallèles et sont marqués par un grand nombre de reprises granulométriques internes. Ces dépôts sont assimilables à une alternance de séquences Tab/e de Bouma.

Les rides de courant donnent des directions d'écoulements SSE-NNW (fig. 69).

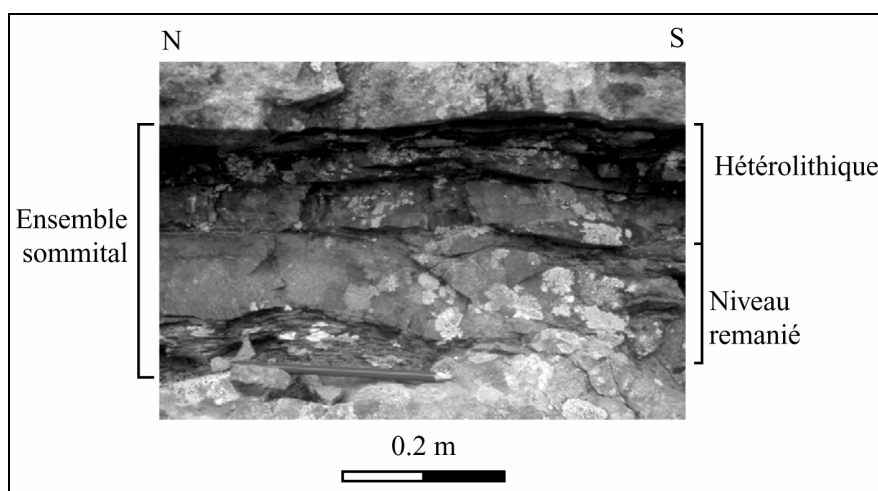


Figure : 78 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1, secteur 3. L'ensemble sommital se caractérise par la présence d'un niveau remanié passant verticalement et latéralement à dépôts hétérolithiques.

Nature des écoulements

L'imbrication du niveau remanié identique à ceux des secteurs précédents, avec des dépôts hétérolithiques, et le remplacement progressif des premiers par les seconds constituent une nouveauté dans ce secteur.

Ces dépôts hétérolithiques sont caractéristiques d'écoulements concentrés à la limite inférieure des concentrations (proche des écoulements turbulents) ou d'écoulements transitoires stratifiés (nature mixte) (Mulder & Alexander 2001a). La séquence Tab se forme probablement lors du passage de la tête érosive de l'écoulement qui caractérise sa partie concentrée, la partie supérieure plus turbulente moins concentrée formant la séquence Te correspondant à la queue de l'écoulement.

Il est probable que ces dépôts hétérolithiques et le niveau remanié correspondent au passage dans le temps de nombreux écoulements de nature mixte (concentrés/turbiditiques), faiblement dépositaires, dont les fluctuations dans leur régime d'écoulement entraîne le passage de dépôts remaniés (fluctuations importantes) aux dépôts hétérolithiques plus continus (fluctuations moins importantes).

4.1.4 Sous-unité 1/Secteur 4

Sur l'ensemble du secteur 4, l'épaisseur de la sous-unité 1 diminue progressivement en direction du nord et passer de 1 m à proximité de la faille 4 à 0,3 m au niveau des log 14-15 (cf. fig. 56).

Il est à noter que sur l'ensemble des secteurs 3 et 4, la sous-unité 1 montre une géométrie caractéristique de dépôt en éventail en épaisseur en direction de la faille majeur 3 (cf. fig. 56).

Sous-unité 1/Ensemble basal (Secteur 4)

Au niveau des logs 11 et 12 (cf. fig. 56), à proximité de la faille 4, l'ensemble basal est toujours constitué par un grès grossier à graviers disséminés, à base érosive (fig. 78). Les directions d'écoulement dominantes sont orientées SSE-NNW avec cependant des directions secondaires EW (fig. 69). L'ensemble basal est constitué par de nombreuses figures d'échappement d'eau et se caractérise par la présence de galets argileux en grand nombre. Une surface de discontinuité intermédiaire est marquée par la présence de clastes argileux isolés (fig. 79). Le sommet de cet ensemble est ondulé et de nature érosive (fig. 79).

Vers le nord, au niveau des log 13-14 (cf. fig. 56), l'ensemble est à base érosive, à sable grossier et gravier. Les graviers sont localisés au niveau des cannelures érosives et disparaissent rapidement vers le haut (fig. 80). Les dépôts sont granodécroissants et évoluent vers un grès moyen à fin (fig. 80). La base de ce faciès est massive, passant vers le haut à un niveau à lamination plane parallèle puis à un niveau à rides 2D (grès moyen-fin), et enfin au sommet à un niveau à lamination plane parallèle et à granulométrie de silt (fig. 80). Les caractéristiques de ce faciès correspondent à l'enchaînement d'une séquence Tabcd de Bouma.

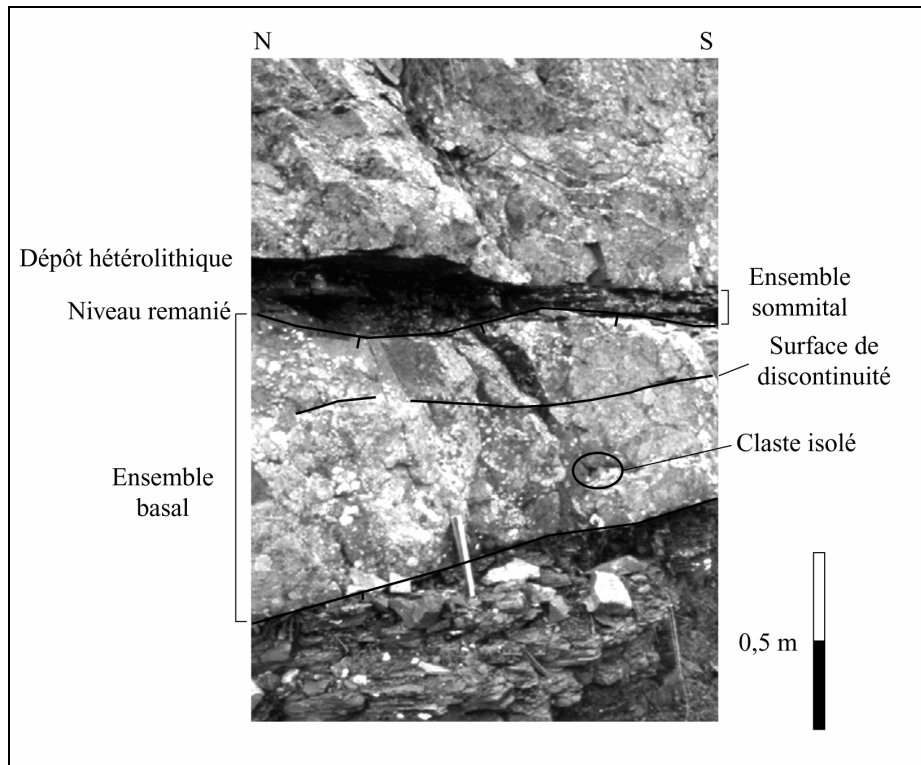


Figure : 79 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1, dans le secteur 4 (log 11-12, cf. fig. 56). L'ensemble basal correspond à un grès grossier à gravier, à base érosive, comportant de nombreux scours et clastes isolés. L'ensemble sommital correspond à un niveau remanié surmonté par des dépôts hétérolithiques.

Nature des écoulements

L'ensemble basal se caractérise par une évolution rapide du Sud vers le Nord entre des faciès caractéristiques d'écoulement concentré (fig. 79) à des faciès caractéristiques d'écoulement concentré dans la limite basse des concentrations ou d'un écoulement transitionnel composé d'une partie concentré et d'une partie turbiditique (fig. 80) (Mulder & Alexander 2001a). La séquence Ta de Bouma se forme pendant le passage de la tête érosive de l'écoulement concentré, la partie supérieure du dépôt (séquence b-d) se dépose soit pendant le passage de la queue de l'écoulement au comportement totalement turbulent (Mulder & Alexander 2001a).

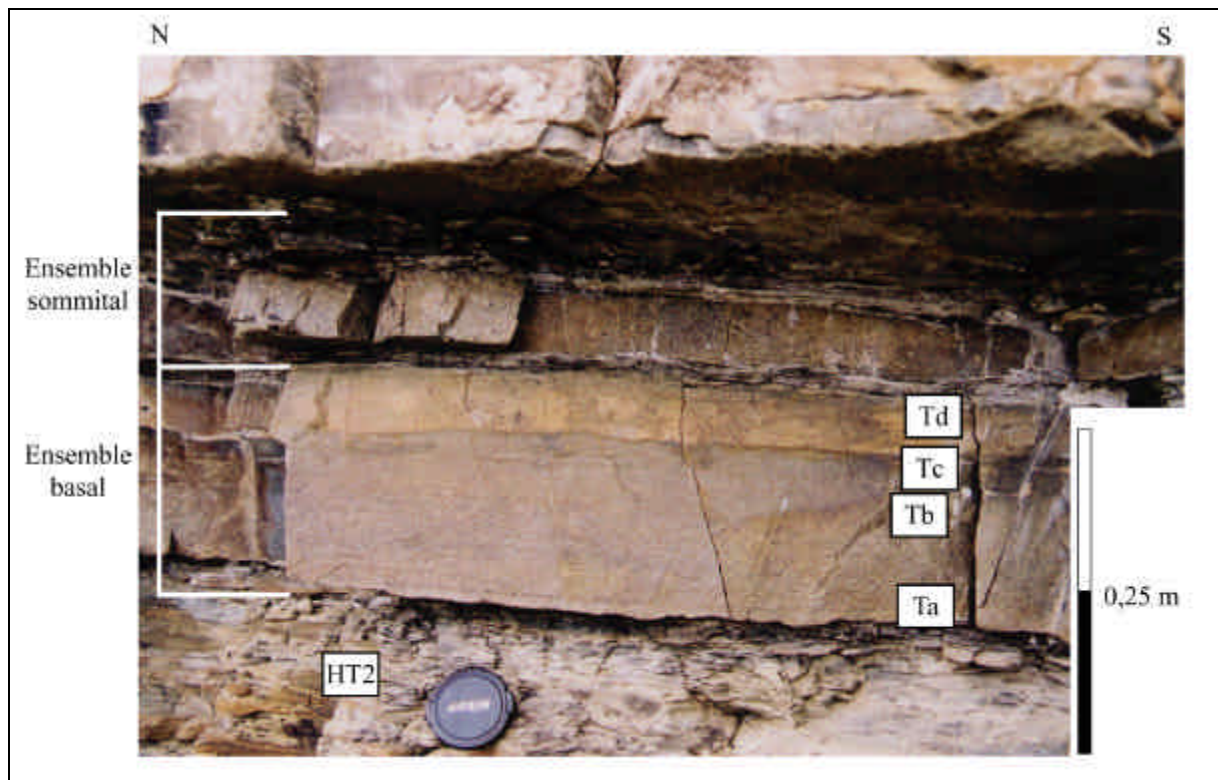


Figure : 80 Exemple d'affleurement de la sous-unité 1 (secteur 4, log 13-14 cf. fig. 56). L'ensemble basal est composé d'une base érosive à graviers, passage à un dépôt à grès grossier à lamination plane frustrée puis évolution vers un grès moyen à lamination plane plus marquée, rides 2D et lamination plane parallèle au sommet (séquence Tabcd). L'ensemble sommital est érosif sur le précédent et se caractérise par l'alternance de niveaux argileux stratifiés et des corps gréseux à sable grossier voire à gravier continus ou lenticulaires.

Sous-unité 1/Ensemble sommitale (Secteur 4)

L'ensemble sommital montre les mêmes caractéristiques que sur le secteur 3, avec cependant une grande fluctuation dans la proportion entre dépôts hétérolithiques et niveau remanié. Au niveau des logs 11 et 12, le niveau remanié constitue une part plus importante des dépôts (fig. 79) que sur le secteur 3 au niveau du log 10 (cf. fig. 56). Par contre au niveau des logs 13 et 14 (cf. fig. 56), le niveau remanié se réduit à un simple niveau érosif au sommet de l'ensemble basal (fig. 80). Les dépôts hétérolithiques sont beaucoup plus développés et passent à environ 0,5 m d'épaisseur pour former par endroits des structures en dôme (fig. 81) (lobes). Certains bancs à grès grossier composant les dépôts hétérolithiques montrent des épaisseurs très irrégulières, et forment des lentilles à base et sommet érosifs pour des dimensions plurimétriques.

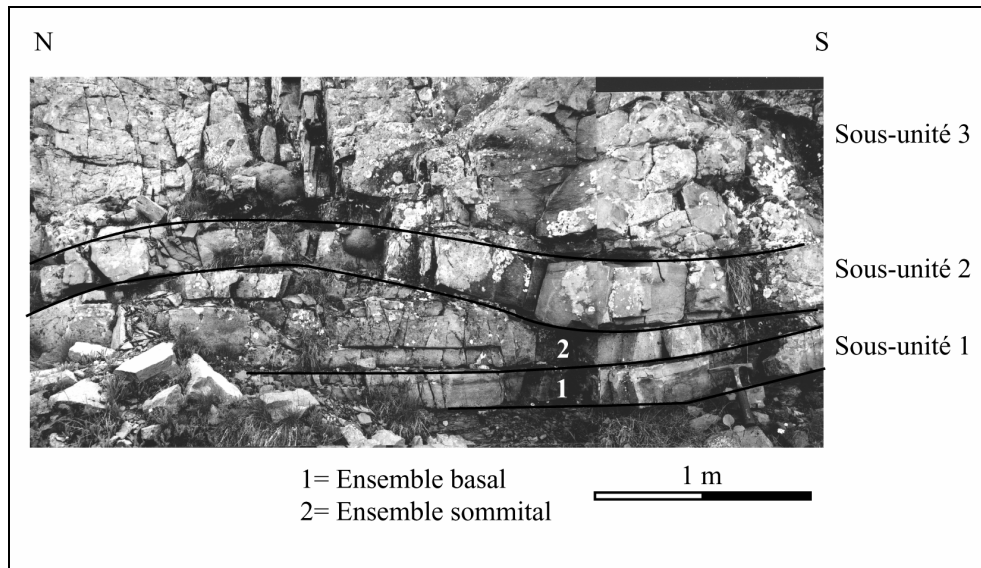


Figure 81 : Exemple des dépôts hétérolithiques de l'ensemble sommital de la sous-unité 1 (secteur 4). Noter la géométrie en dôme des dépôts hétérolithiques de l'ensemble sommital.

Nature des écoulements

L'interprétation pour l'origine de dépôts de cet ensemble est identique à celle exprimé pour le secteur précédent.

4.1.5. Résumé des principales caractéristiques de la sous-unité 1

Les principales caractéristiques de la sous-unité 1 (faciès, granulométrie, épaisseur, géométrie, paléocourant) et les écoulements associés sont résumés dans le tableau 5.

Ensemble basal :

Les principales caractéristiques de l'ensemble basal sont :

- (1) Une érosion basale très marquée dans les deux premiers secteurs (secteur 1 et 2), en forte atténuation dans les secteurs 3 et 4,
- (2) Les dépôts sont caractéristiques d'écoulements hyperconcentrés dans le secteur 1 et passent à des dépôts caractéristiques d'écoulements concentrés/turbulents dans le secteur 4. Parallèlement à cette évolution générale, un certain nombre de faciès particuliers se développent près des failles majeures (comme les obliques au pied de la faille 3).
- (3) Cette évolution s'accompagne systématiquement de variations dans l'épaisseur des dépôts au passage des les failles majeures (fig. 68)
- (4) Ces variations de faciès et d'épaisseur ne s'accompagnent pas de modification de la direction SSE-NNW des écoulements qui reste parallèle à la direction régionale des courants (Jean 1985).

La juxtaposition dans le secteur 1 d'une forte érosion basale et de dépôts dont l'écoulement d'origine est de nature non érosive (écoulement hyperconcentré) indique vraisemblablement deux phases majeures dans la mise en place du sous-ensemble basal : une phase érosive et une phase de dépôt.

La question est de savoir si la phase érosive initiale correspond à un événement érosif distinct ou bien à l'arrivée d'une partie érosive concentrée, issue de la désintégration d'un écoulement plus stratifié se propageant plus lentement.

En effet pour (Shanmugam 2002)] les écoulements à l'origine des érosions et les écoulements à l'origine des dépôts ne sont pas à relier génétiquement. Pour (Sohn 2000) l'érosion et le dépôt peuvent être contemporains d'un même événement, d'une durée suffisamment longue, et qui comporte plusieurs phases aux propriétés distinctes (phase érosive concentrée de haute vitesse, phase dépositoire hyperconcentrée de plus faible vitesse).

Dans le cas présent, il n'a pas été observé d'indicateur d'un arrêt dans la sédimentation à la base de la sous-unité 1, comme, par exemple, la mise en place de terriers fossiles, ce qui suppose une sédimentation continue de l'ensemble basal.

Ainsi, chronologiquement, la surface d'érosion initiale correspond très probablement à l'arrivée de la tête concentrée fortement érosive qui se propage en avant d'un écoulement fortement stratifié comportant une partie laminaire hyperconcentré et une partie plus diluée, concentrée à turbulente . C'est cette deuxième phase de l'écoulement qui est à l'origine des dépôts observés.

Les variations de faciès, de géométrie et d'épaisseur indiquent de plus que ces différents écoulements ont probablement été perturbés par la présence d'escarpements associés aux failles normales lors de leur propagation sur le fond marin. Cet aspect sera développé dans le paragraphe 5.

Tableau 5 : Résumé des principales caractéristiques de la sous-unité 1 (ensemble basal et sommital) en terme de faciès, de granulométrie, d'épaisseur, de géométrie des dépôts, de direction de paléocourants et de la nature des écoulements, en fonction de la position par rapport aux failles majeurs (secteur 1 à 4).

Ensemble sommital

L'ensemble sommital se caractérise par la présence d'un niveau remanié érosif sur l'ensemble basal (secteur 1 et 2) (tableau 5) qui passe latéralement et verticalement à des dépôts hétérolithiques (secteur 4) de plus en plus développés vers le nord (secteur 4). Il est à noter que la transition entre le faciès remanié et les faciès hétérolithiques se situe à partir de la faille 3, dans le secteur 3.

Ces deux faciès caractérisent des écoulements concentrés/turbiditiques qui passent ainsi progressivement d'une forte capacité de remaniement dans les secteurs 1 et 2 à une capacité de dépôt plus importante dans les secteurs 3 et 4.

La transition entre ces deux modes de dépôt peut être ainsi considérée comme une conséquence directe de l'existence d'escarpements de faille normale. Cet aspect sera développé dans le paragraphe 5.

4.2. Sous-Unité 2

4.2.1. Description des faciès

La sous-unité 2 se caractérise sur l'ensemble des secteurs (1 à 4) par un grès grossier à gravier en faible concentration qui évolue verticalement vers un grès moyen. La base de l'unité est plane, érosive sur le sommet de la sous-unité 1 (ensemble sommital). Elle se compose d'une alternance longitudinale et verticale irrégulière (cf. fig. 56) de faciès massifs sans structure et des faciès à stratification plane à lamination plane parallèle ou à stratification oblique à mégarides 2D (fig. 82).

L'orientation des mégarides implique des directions d'écoulement SSE-NNW (fig. 83). Les faisceaux de mégarides sont en moyenne d'épaisseur décimétrique et de longueur métrique.

Sur l'ensemble des secteurs, le passage des dépôts massifs aux dépôts à stratification horizontale ou à mégarides s'effectue de manière très discontinue, sans localisation préférentielle par rapport aux failles normales majeures.

Par contre, au niveau de la faille 2, à la limite entre le secteur 1 et 2, les dépôts à mégarides 2D (fig. 82) cèdent brutalement la place à une stratification plane parallèle (cf. fig. 56). Cette même stratification plane parallèle cède à son tour la place à un litage oblique de direction SSE-NNW (fig. 83) au pied de la faille 3 (cf. fig. 56).

Enfin, il est à noter que le sommet de la sous-unité 2 est fortement érodé par la sous-unité 3 sus-jacente (fig. 84). En conséquence, la sous-unité 2 montre des variations d'épaisseur assez importantes

et passe de 0,6 m en moyenne dans le secteur 1 à 0,3 m sur le secteur 2. Au niveau de la faille 3, l'épaisseur augmente jusqu'à 0,8 m pour diminuer régulièrement en direction du nord et atteindre 0,4 m) au niveau du log 14 (fig. 56 et 68).

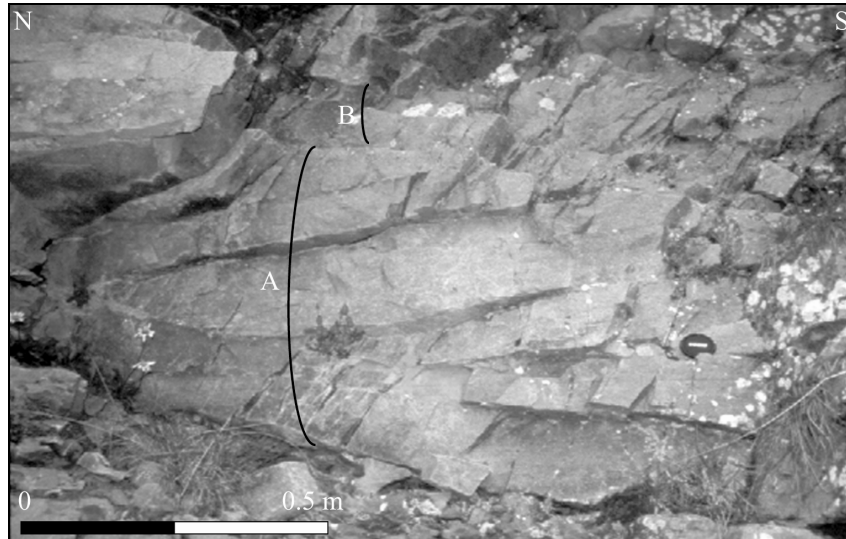


Figure : 82 Affleurement de la sous-unité 2 montrant un grès grossier à moyen qui passe verticalement d'un litage à mégarides 2D (A) à une stratification à lamination plane parallèle au sommet (B).

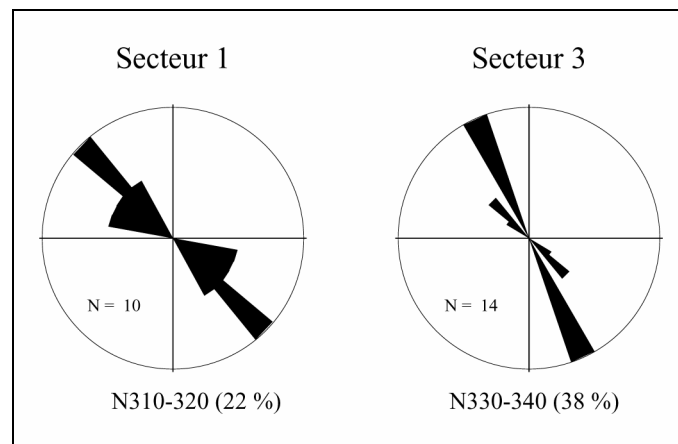


Figure : 83 Diagrammes des directions de paléocourant de l'unité 2 déduites des mégarides 2D dans les secteurs 1 et 3.

4.2.2. Nature des écoulements

Le caractère érosif de la sous-unité 2 et la forte granulométrie des dépôts montrent que les écoulements qui en sont à l'origine, sont de type concentré. Le développement de structures tractives bien organisées telles que les mégarides 2D dans le cas présent, nécessite un écoulement suffisamment continu et aux propriétés constantes dans le temps (Mulder & Alexander 2001a).

Cependant l'existence d'un flux élevé de sédiments lié à la forte concentration des écoulements concentrés empêche la formation de structures tractives organisées (Kneller & Branney 1995). En conséquence, pour que celles-ci puissent se développer, il faut que les écoulements concentrés à l'origine de ces dépôts se situent dans la limite basse des concentrations (écoulements concentrés transitoires) (Mulder & Alexander 2001a).

Les passages latéraux entre des dépôts massifs et des dépôts à stratification plane et oblique est une conséquence soit d'instabilités présentes dans les écoulements concentrés (pulses dans l'écoulement, ondes internes, tourbillons), soit d'hétérogénéités dans la concentration des sédiments ou dans la distribution en taille des grains dans l'écoulement (Kneller & Branney 1995). De ce fait des alternances de faciès peuvent apparaître latéralement de façon irrégulière (Kneller & Branney 1995).

Bien que cette sous-unité 2 soit sujette à de fortes variations d'épaisseur au niveau des failles majeures, les passages latéraux de faciès sont répartis sur l'ensemble des secteurs, sans localisation particulière par rapport aux failles. Les variations d'épaisseur sont donc très probablement une conséquence de l'activité érosive accrue au niveau des failles, de la sous-unité 3 sus-jacente (cf. paragraphe 5.3.).

En conséquence, la mise en place de la sous-unité 2 s'est effectuée en l'absence d'escarpement de faille normale. Cet aspect sera développé dans le paragraphe 6.

4.3. Sous-unité 3

4.3.1. Description de faciès

Sur l'ensemble des secteurs 1 à 4, la sous-unité 3 présente une grande homogénéité dans les faciès déposés. Sa géométrie tabulaire (fig. 56) est seulement perturbée localement par les failles (cf. fig. 56). Du sud vers le nord, sur le secteur 1, l'épaisseur de la sous-unité 3 augmente progressivement passant de 3,2 à 3,9 m près de la faille 2, puis diminue brutalement à 3,3 m sur l'ensemble du secteur 2 (horst central) pour augmenter de nouveau fortement au niveau de la faille 3 (secteur 3) à 4,7 m. En direction de la faille 4, l'épaisseur diminue à nouveau faiblement pour atteindre 4,50 m.

Cette sous-unité est constituée d'un faciès à sable grossier incluant une grande quantité de graviers flottés et ne montre aucune évolution granulométrique verticale majeure. La base de l'unité est fortement érosive sur la sous-unité 2 sous-jacente (fig. 84) et présente localement des structures de charge entraînant une géométrie irrégulière, parfois très onduleuse. Associé à cette surface d'érosion, un niveau remanié se développe localement, incorporant de nombreux clastes argileux (fig. 84). Au niveau du secteur 2 (horst central) (cf. fig. 56), l'épaisseur préservée de la sous-unité 2 est la

plus faible de tous les secteurs (fig. 55), conséquence probable de l'augmentation du caractère érosif de la sous-unité 3 au niveau de ce secteur.

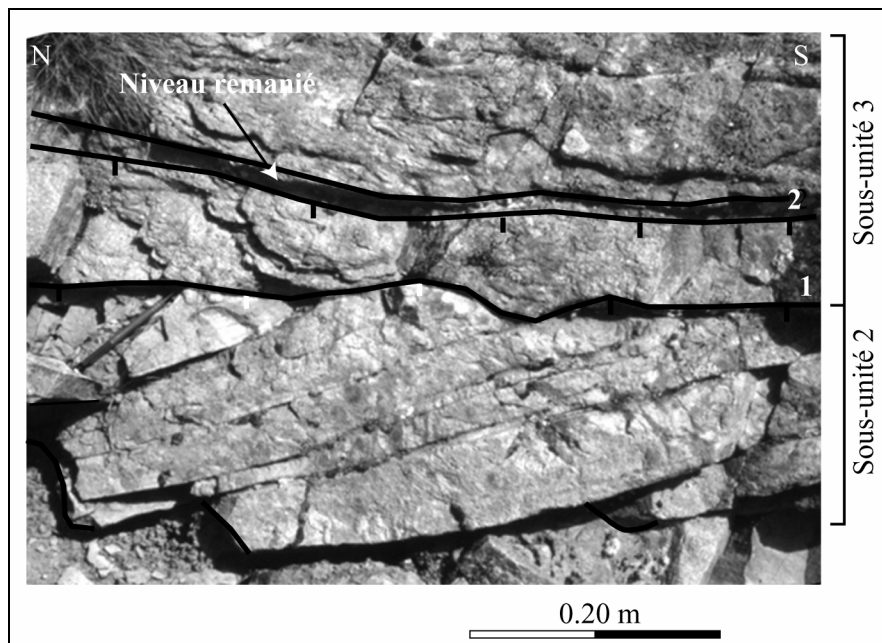


Figure : 84 Exemple d'affleurement de la sous-unité 2 et 3, secteur 1, proche de la faille 2 (cf. fig. 56). La base de la sous-unité 3 érode fortement la sous-unité 2. Cette surface d'érosion a une géométrie irrégulière.

De manière générale, les faciès de la sous-unité 3 sont dominés par un emboîtement vertical de surfaces d'érosion d'extension décamétrique à pluridécamétrique (e. g. surface d'érosion 2, fig. 56 et fig. 85). Ces surfaces d'érosion se marquent généralement (1) par une forte reprise granulométrique soulignée par l'apport de graviers et (2) par le développement de niveaux remaniés (litage argileux discontinu, amalgame d'érosion) (e. g. surface d'érosion 4, cf. fig. 56).

Au niveau de la faille 2 (secteur 1), ces surfaces d'érosion présentent un pendage important (de l'ordre de 10 à 15°), en direction de la faille 2 (surfaces 2 et 3, fig. 85), pendage qui n'est pas observé par ailleurs dans les dépôts. Les faciès associés à ces surfaces d'érosion sont ici très variables. Ils sont constitués soit d'obliques de taille métrique (surface 2, fig. 85) soit de scours décimétriques à métriques (fig. 85) dans lesquels se localisent des graviers, ou encore de figures d'échappement d'eau associées à des dépôts massifs à clastes argileux flottés pluricentimétriques.

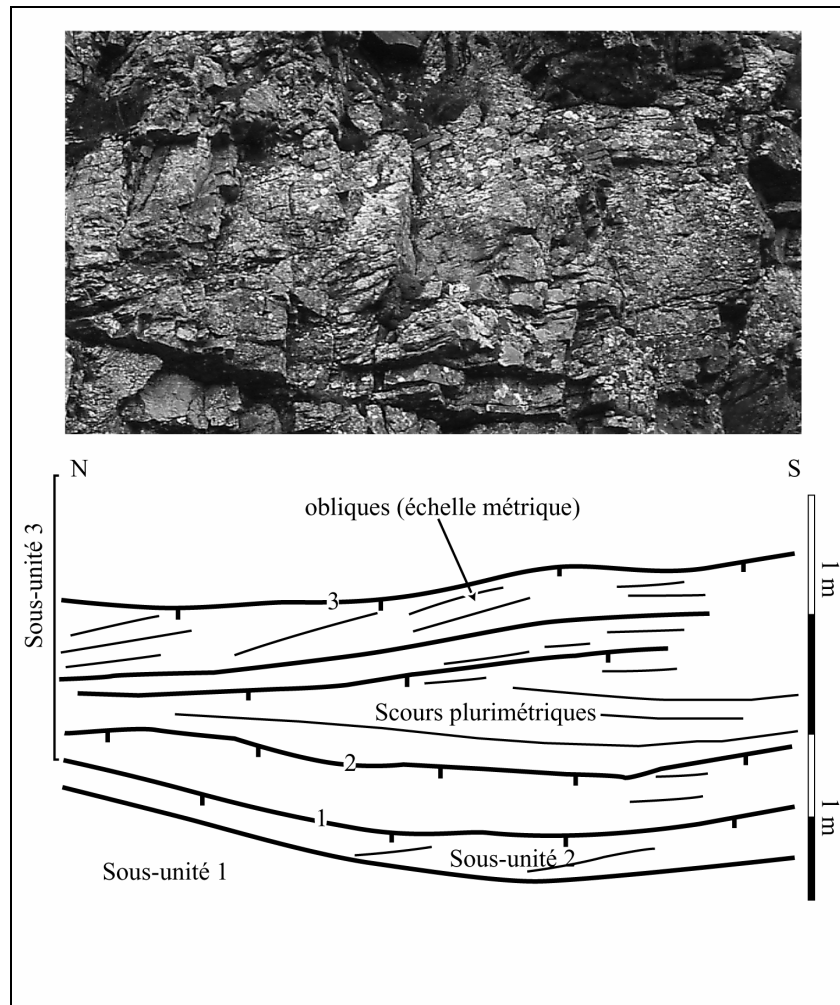


Figure : 85 Exemple d’affleurement de la sous-unité 3. Les faciès se caractérisent par l’emboîtement de nombreuses surfaces d’érosion au développement décimétrique associé à des faciès très variables passant par exemple verticalement de scours de taille métrique à un litage oblique.

L’ensemble des faciès précédent est recoupé par une surface d’érosion sommitale, qui présente des ondulations décimétriques, et s’étend sur l’ensemble de la zone d’étude (fig. 56). Elle se caractérise à la base par une légère reprise granulométrique (grès grossier) et par la présence d’un niveau remanié incluant de nombreux clastes argileux flottés, dont la taille peut être décimétrique. Les faciès sont constitués soit de scours de dimensions plurimétriques, plans à faiblement ondulés, soit de scours décimétriques, ou encore de mégarides 2D d’épaisseur décimétrique. Le sommet de la sous-unité 3 est en général constitué soit d’un litage plan soit d’un grès massif montrant de belles structures d’échappement d’eau en tipi (fig. 86).

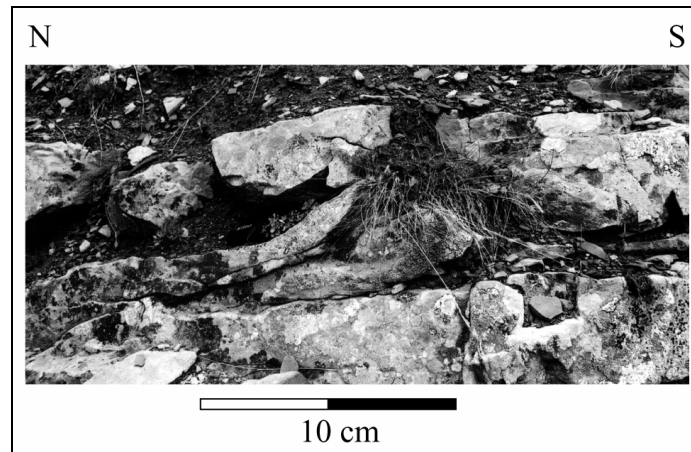


Figure : 86 Exemple d'une structure d'échappement d'eau au sommet de la sous-unité 3.

Les directions de paléocourants déduites aussi bien des figures d'érosion à la base de la sous-unité 3 qu'à partir des rides de courant et des obliques montrent des directions d'écoulement SSE-NNW globalement constantes sur l'ensemble des secteurs (fig. 87), et parallèles à la direction régionale des écoulements décrits dans cette région (Jean 1985).

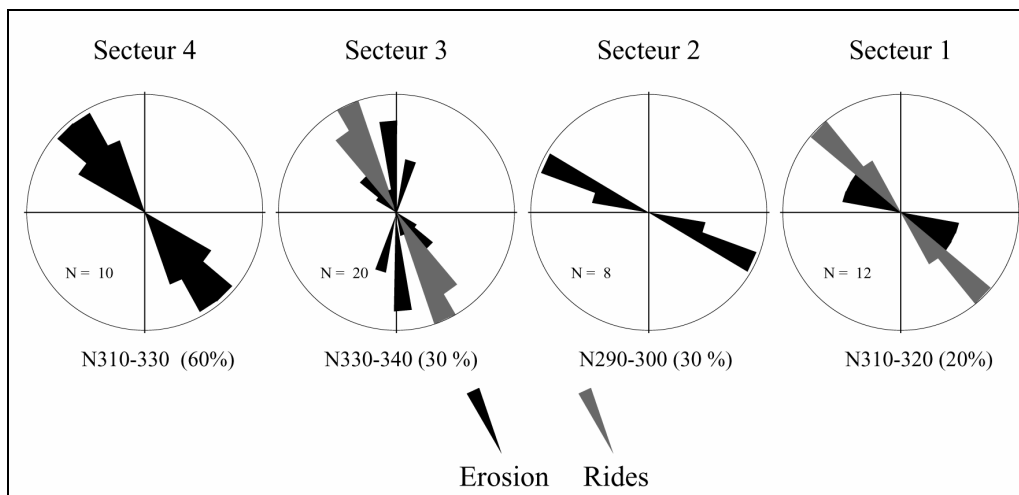


Figure : 87 Diagramme des directions de paléocourant dans la sous-unité 3. L'orientation des figures d'érosion en base de banc est représentée en noir, l'orientation des rides de courants en gris.

Comme pour la sous-unité 2, il est important de noter que malgré les fortes variations d'épaisseur localisées au niveau des failles majeures (fig. 68), les variations de faciès ou la localisation des surfaces d'érosion caractérisant la sous-unité 3 n'apparaissent pas liées à la présence des failles.

4.3.2. Nature des écoulements

La forte granulométrie des dépôts de la sous-unité 3 (sable grossier et gravier), son caractère fortement érosif et son abondance en figures d'échappement d'eau suggèrent qu'elle est issue d'écoulements concentrés.

Ces dépôts présentent cependant de fortes discontinuités aussi bien latérales que verticales, qui se caractérisent par (1) l'abondance de surfaces érosives internes associées à de fortes reprises granulométriques, (2) l'existence de nombreux niveaux remaniés, (3) la présence de dépôts tractifs (litage oblique, mégarides 2D), et (4) par une surface érosive sommitale associée à des dépôts de nature très variable (massif/mégarides/niveaux remaniés).

De ce fait, la sous-unité 3 pourrait résulter de l'amalgame dans le temps de nombreux écoulements concentrés (Shanmugam 2002). Ces écoulements présentent des concentrations en sédiment variables, soit dans la gamme haute des concentrations avec un fort taux d'aggradation dans le cas d'un régime d'écoulement stable en déplétion (dépôt massif à échappement d'eau) ou d'un régime d'écoulement fluctuant (érosion), soit dans une gamme plus basse de concentrations dans le cas d'un régime d'écoulement stable, de longue durée, uniforme (dépôts à mégarides, obliques) (Kneller 1995).

La sous-unité 3 est sujette à des fortes variations d'épaisseur. Celles-ci s'accompagnent d'une érosion plus intense sur le horst central (secteur 2) qui se marque par une réduction de l'épaisseur de la sous-unité 2 sous-jacente. Par contre, aucune variation de faciès localisée au niveau des failles majeures n'a été observée.

La mise en place de la sous-unité 3 s'est donc probablement effectuée en présence d'escarpements de faille normale, mais sans que ceux-ci induisent de changement majeur dans la dynamique des écoulements. Cet aspect sera abordé dans le paragraphe 5.

5. Modèle de perturbation des écoulements de densité sous-marins par les escarpements de faille normale EW.

L'unité HM2 se compose de trois sous-unités (U1, U2, et U3) dont les évolutions de faciès et d'épaisseurs d'amont en aval (c'est-à-dire dans la direction régionale d'écoulement SSE-NNW) témoignent soit de l'existence d'escarpements de faille EW (sous-unités U1 et U3), soit de l'absence d'escarpements (sous-unité U2). Il faut rappeler à ce stade que l'unité HM2 se met en place sur l'unité HT2 dont les variations de faciès dénotent l'absence de topographie pendant son dépôt.

On peut alors considérer que l'unité HT2 était initialement isopaque sur l'ensemble de l'affleurement. Son épaisseur initiale peut être estimée au niveau du log 14 (fig. 56) au minimum à 2 m (Etape 1, fig. 88).

5.1 Sous-unité 1/Ensemble basal

La présence d'escarpements de faille pendant le dépôt de cette sous-unité est attestée par deux observations :

- (1) il n'existe pas de topographie de faille pendant le dépôt de l'unité HT2, ce qui signifie que les escarpements de faille se développent après le dépôt de cette unité;
- (2) il n'existe plus d'escarpement de faille au niveau de la sous-unité 2, ce qui signifie que, les topographies sont comblées avant la mise en place de cette sous-unité.

En faisant l'hypothèse d'un seul déplacement vertical instantané sur les failles à l'origine des escarpements, à l'échelle du temps de la mise en place de la sous-unité 1, la différence d'épaisseur de la sous-unité 1, de part et d'autre des failles, représente la hauteur des escarpements de failles après érosion à la base de cette sous-unité 1.

Nous estimons que l'escarpement de la faille 2 avait une hauteur de 0,7 à 0,8 m (fig. 56), celui de la faille 3 une hauteur de 1,5 m (fig. 56), ces estimations constituant des valeurs minimales en raison de l'érosion précédant le dépôt de la sous-unité 1. Si on considère que l'unité HT2 était isopaque avant érosion, la hauteur des escarpements peut être estimée de l'ordre 2 m (Etape 1, fig. 88).

5.1.1. Phase érosive initiale

L'accélération spatiale d'un écoulement se produit lorsque celui ci rencontre une pente plus importante que la pente sur laquelle il se propageait précédemment ou à lorsqu'il franchit un obstacle en obstruction (fig. 89a). Le ralentissement spatial d'un écoulement peut se produire lorsque il rencontre une pente opposée à sa propagation (Kneller 1995, Kneller & Buckee 2000) (fig. 89a).

Pour un écoulement de même nature en termes de concentration en sédiment ou de stratification en densité, son accélération spatiale produira une base fortement érosive fortement marquée alors que son ralentissement spatial produira une surface érosive plane faiblement marquée (Kneller 1995).

Le franchissement d'un obstacle aval (cf. chapitre 2, paragraphe 3) peut se marquer par d'importantes perturbations qui vont de la simple divergence des lignes d'écoulement à la création d'un saut hydraulique. Ces phénomènes peuvent s'accompagner, d'une part, d'une diminution de la concentration en sédiment et, d'autre part, d'une diminution de la vitesse de propagation de l'écoulement (Kneller & Buckee 2000) qui peuvent, en fonction de la nature de l'écoulement, entraîner une diminution sa capacité érosive.

Le fonctionnement des failles normales entraîne, en règle générale, un basculement antithétique, contraire (inverse de la vorticité du déplacement sur les failles) des couches (e.g. McClay 1990a, Xio & Suppee 1992, Ravnas & Steel 1997, Morley *et al.* 2000), qui se manifeste, dans le cas d'une faille synsédimentaire, par une géométrie éventail des dépôts, qui s'épaississent en direction de la faille.

La géométrie en éventail de la sous-unité 1 orientée en direction de la faille 2 (secteur 1, cf. fig56) suggère donc un basculement vers le nord des couches sous-jacentes. Les couches sont basculées dans le sens de propagation des écoulements.

De même la géométrie en éventail de la sous-unité 1, orientée en direction de la faille 3 (secteur 3 et 4) (cf. fig. 56) suppose un basculement vers le sud des couches sous-jacentes. Les couches basculées sont, dans ce cas, basculées dans un sens opposé à celui de la propagation des écoulements SSE-NNW.

La base de la sous-unité 2 se caractérise par une forte érosion de l'unité HT2 sous-jacente qui s'accroît en direction de la faille 2 (secteur 1) et sur le horst (secteur 2), mais diminue à partir du franchissement de la faille 3 (secteur 3) et en direction du nord (secteur 4). Sur ces deux derniers secteurs, la surface d'érosion est beaucoup plus plane que sur le secteur 1 (étape 2, fig. 88).

Ce changement de morphologie de la surface d'érosion basal est interprétable comme résultant de l'influence, d'une part, des variations de pente liées au fonctionnement des failles synsédimentaires et, d'autre part, de la présence d'escarpements de failles normale de l'ordre de 2 m de hauteur.

Ainsi, l'arrivée de l'écoulement concentré, érosif, au niveau du secteur 1, se traduit, du fait de l'augmentation de pente, par une augmentation de son potentiel érosif (accumulation) (fig. 89a). Son passage, au-dessus de l'escarpement de la faille 2, entraîne une accélération supplémentaire, qui entraîne une érosion encore plus importante de l'unité HT2 sous-jacente (fig. 89a).

Par contre le franchissement de l'escarpement de la faille 3 et l'existence d'une pente contraire dans les secteurs 3 et 4 produit un changement dans sa dynamique en plus d'un ralentissement spatial, entraînant une érosion de moins en moins intense vers le nord (fig. 89a).

Le passage de cet écoulement érosif permet néanmoins la préservation d'escarpements de faille puisque les dépôts sus-jacents (cf. paragraphe suivant) sont eux aussi influencés par ces escarpements (Etape 3, fig. 88).

Cette préservation des topographies est plus en faveur de l'hypothèse d'un événement érosif unique (passage de la tête érosive énoncé au paragraphe 5.1.5.), localisé dans le temps, que de celle impliquant le passage de multiples événements érosifs qui auraient tendance, au fur et à mesure de leurs passages à araser totalement les escarpements de faille.

5.1.2. Phase de dépôt

Escarpement amont :

Le passage d'un écoulement stratifié comprenant une partie basale hyperconcentrée et une partie sommitale concentrée à turbulente au dessus d'un escarpement, dont la taille est du même ordre de grandeur que la partie basale, peut impliquer un phénomène de découplage (ou délamination) de l'écoulement (Druitt 1992) (fig. 89b). Ce phénomène se caractérise par le piégeage de la partie basale laminaire au pied de l'obstacle en obstruction. La partie supérieure, de nature plus mixte, peut par contre franchir l'obstacle, déposer une partie de sa charge sur celui-ci, puis continuer son trajet plus en aval (Alexander & Morris 1994). Cette délamination induit un tri granulométrique important, les éléments grossiers restant piégés au pied de l'obstacle, les particules fines passant par-dessus.

L'escarpement de la faille 2 (secteur 1), était probablement d'une hauteur suffisante (de l'ordre d'1 m après érosion) pour piéger la partie basale, hyperconcentrée, d'un écoulement stratifié (Etape 3, fig. 89). Ce piégeage ne s'accompagne d'aucun phénomène de déviation ou de réflexion. Ceci peut être dû au mode de dépôt par « frictional freezing » des écoulements hyperconcentrés (Mulder & Alexander 2001a) qui entraîne une accumulation contre l'obstacle des bouffées successives de l'écoulement l'une par dessus l'autre, sans phénomène de courant de retour.

À ce niveau, la présence de l'escarpement de faille peut participer à la transformation d'une partie de l'écoulement hyperconcentré en écoulement concentré voire en écoulement turbulent (transformation de corps) (Fisher 1983, Kneller & Buckee 2000).

Horst central :

La partie concentrée et turbulente de l'écoulement, en franchissant l'escarpement de la faille 2, dépose sa charge sédimentaire sur le horst. La structure variable des faciès, soit massif, soit sous forme de lamination planes parallèle, résulte d'un haut régime d'écoulement (vitesse élevée), suffisamment constant dans le temps, mais montrant néanmoins des fluctuations internes (initiation de turbulences) qui peuvent être associées au passage de l'écoulement sur l'escarpement de faille (Etape 3, fig. 88).

Ce haut régime d'écoulement est une conséquence de l'accélération spatiale de l'écoulement sur le horst (fig. 89b). L'absence d'érosion est possiblement la conséquence de la nature fortement stratifiée de l'écoulement ou de la forte concentration en sédiments qui interdit tout phénomène érosif majeur.

Escarpement aval :

Le franchissement par un écoulement concentré d'un obstacle aval, peut induire une séparation des lignes d'écoulement entraînant la création de tourbillons de mélange (vortex) (fig. 89b). Ces perturbations produisent des dépôts localisés en pied d'obstacle sous la forme de mégarides tractives (Kneller & Buckee 2000). Si la vitesse de ce même écoulement diminue, le passage sur un obstacle aval peut se traduire par la formation d'un saut hydraulique (fig. 89c) qui entraînera une érosion et le dépôt consécutif de niveaux remaniés, localisés au pied de l'obstacle (Kneller & Buckee 2000).

Dans le cas présent, nous observons le passage de dépôts à obliques à des surfaces d'érosion et à des niveaux remaniés au pied de la faille 3. Cette évolution verticale peut correspondre au passage continu d'un écoulement concentré en déplétion au-dessus de l'escarpement de la faille 3, d'une hauteur minimale de 1,5 m (Etape 3, fig. 88). Cet écoulement subit, dans le temps, des perturbations, depuis une simple séparation des lignes d'écoulements jusqu'à la création d'un saut hydraulique (fig. 89b et 89c). La localisation des surfaces d'érosion et des niveaux remaniés associés au pied de la faille 3 montre que ce saut hydraulique est resté stable dans l'espace, ce qui suppose un écoulement au régime stable dans le temps (e.g. Alexander & Morris 1994, Edwards *et al.* 1994, Kneller & Buckee 2000).

Au niveau de la faille 4, les dépôts précédents cèdent la place à des dépôts massifs à structures d'échappement d'eau qui suggèrent, à leur origine, un écoulement concentré à fort taux d'aggradation, stable dans le temps et en déplétion. La transition entre les dépôts très perturbés au niveau de la faille 3 et ces dépôts sont potentiellement une conséquence du passage de l'écoulement concentré sur la faille 3, qui a pu considérablement modifié les conditions de l'écoulement (saut hydraulique/séparation des lignes d'écoulement), et la présence d'une pente contraire à la direction des écoulements entraînant un ralentissement spatial de l'écoulement (fig. 89b et 89c).

La succession dans l'espace des escarpements de faille et l'existence d'une pente contraire dans les secteurs 3 et 4 a pour conséquence un épuisement de l'écoulement concentré.

Cet épuisement se traduit, d'une part, par la diminution rapide de l'épaisseur des dépôts de l'ensemble basal en direction du nord (secteur 4) et, d'autre part, par le type de faciès déposés correspondant à une séquence Tabcd de Bouma. Cette séquence témoigne du passage d'un écoulement concentré dans la gamme basse des concentrations ou bien d'un écoulement transitionnel, en partie concentré et en partie turbulent (Mulder & Alexander 2001a). Le niveau à gravier de la séquence Ta se dépose probablement pendant le passage de la tête érosive de l'écoulement concentré,

tandis que la partie supérieure des dépôts, qui forment la séquence Tbcd, provient de la queue de l'écoulement de nature turbulente (fig. 88, Etape 3). L'existence de rides de courant 2D (Tc) suppose un écoulement dont le régime est stable dans le temps.

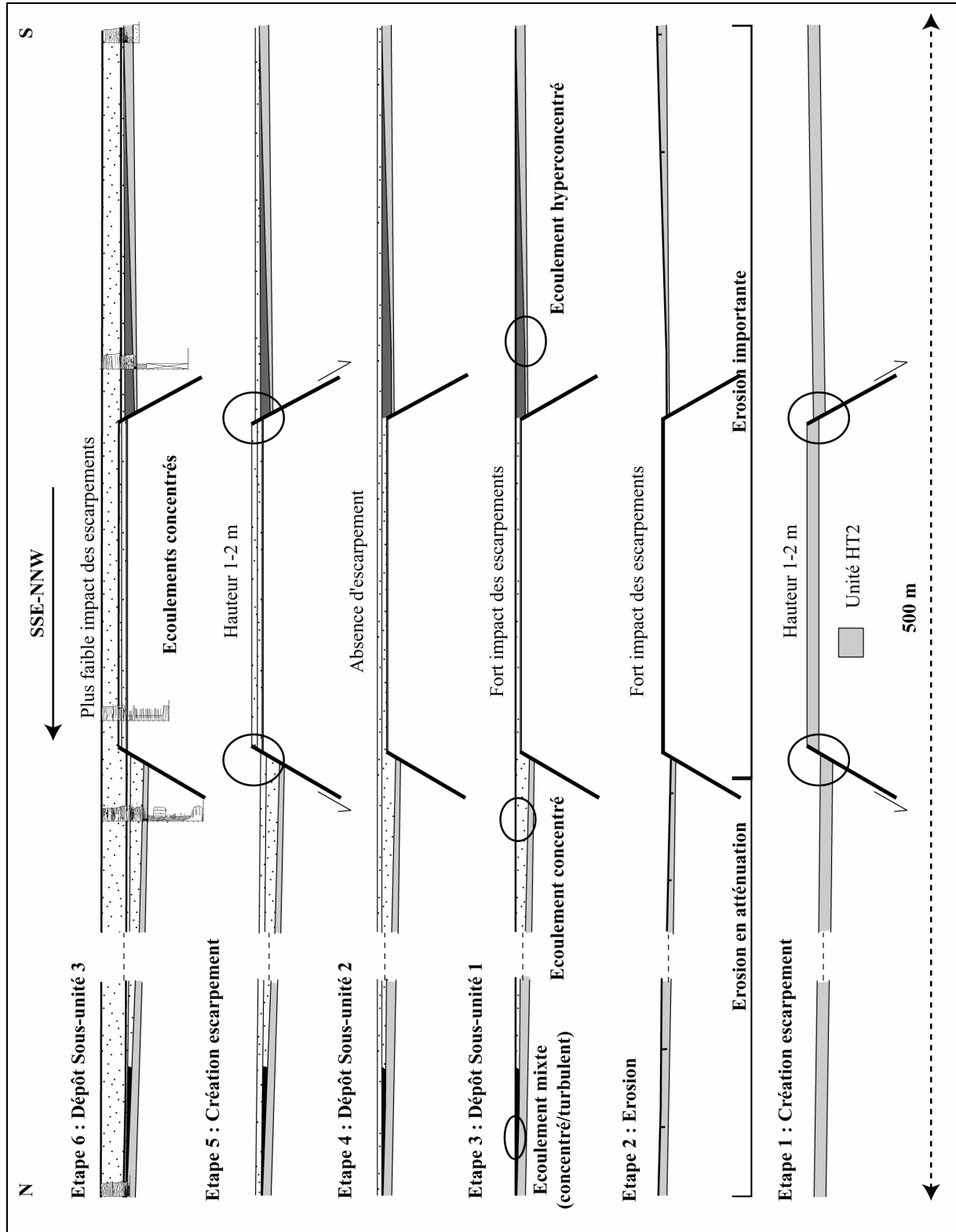


Figure : 88 : Chronologie de la mise en place des escarpements de failles et perturbations majeures des écoulements.

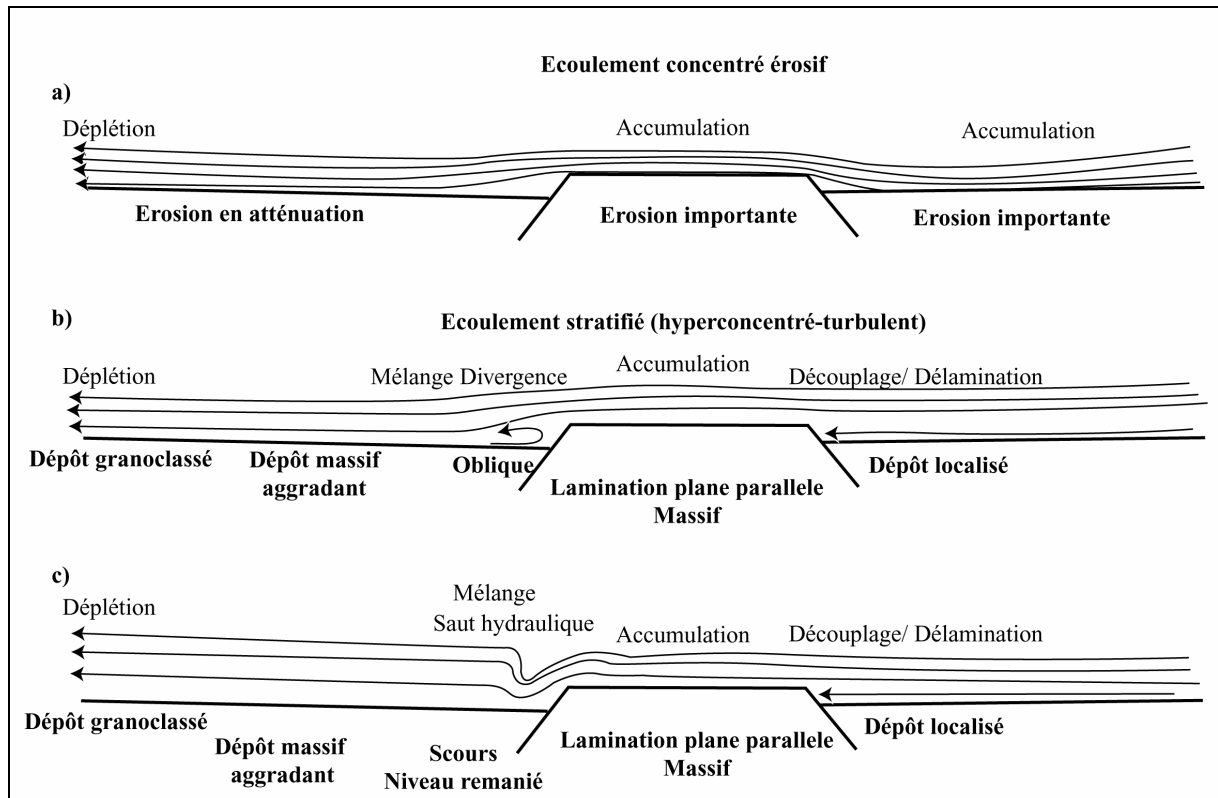


Figure 89 : Principales perturbations à l'origine des variations de faciès de l'ensemble basal.

5.2. Sous-unité 1/Ensemble sommital

L'ensemble sommital correspond à un niveau remanié passant progressivement en direction du nord à des dépôts hétérolithiques de plus en plus épais. Ces faciès correspondent au passage de nombreux écoulements concentrés et turbulents. La présence d'un niveau remanié étendu est significative d'un transit sédimentaire intense. Les écoulements ne sont pas dans un état apte à déposer leur charge sédimentaire. La transition entre le niveau remanié et les dépôts hétérolithiques correspond donc à une transition entre une zone où les écoulements ne peuvent pas sédimenter et une zone où les écoulements peuvent déposer une partie de leur charge sédimentaire.

Cette transition ayant lieu au niveau de la faille 3 (cf. tableau 5), elle est probablement la conséquence d'un changement de la dynamique des écoulements suite à leur passage sur l'escarpement de faille. Cette transformation peut résulter d'une simple séparation des lignes d'écoulement (fig. 90) qui, en provoquant la création de turbulences et diminution de la vitesse d'écoulement, entraîne une chute de la capacité à maintenir les sédiments à l'intérieur des écoulements et provoque le dépôt (Hiscott 1994).

Ces perturbations nécessitent donc la persistance, après le dépôt de l'ensemble basal, d'un escarpement au niveau de la faille 3.

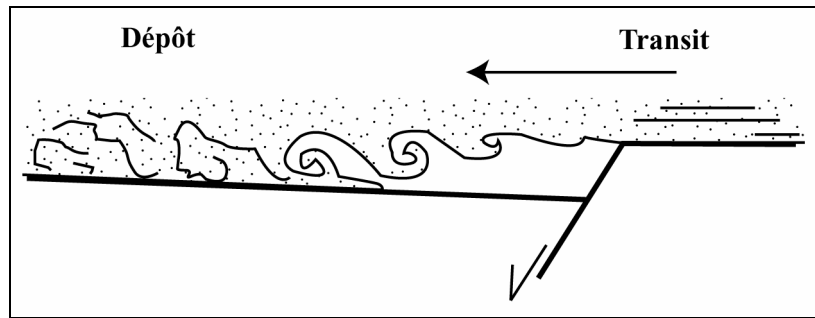


Figure 90 : Diminution de la capacité de l'écoulement par la mise en place de vortex (séparation des lignes d'écoulements) expliquant la transition entre une zone de transit et une zone de dépôt au niveau de la faille 3 pour l'ensemble sommital (modifiée d'après (Allen 1994)).

5.3 .Sous-unité 2

La mise en place de la sous-unité 2 ne s'accompagne d'aucune variation de faciès au niveau des failles. Ceci suppose l'absence d'escarpement associé et donc que ces topographies sont comblées à la fin des dépôts de la sous-unité 1 précédente (Etape 4, fig. 88).

5.4. Sous-unité 3

La sous-unité 3 correspond à l'accumulation dans le temps de multiples écoulements concentrés à turbulents (cf. tableau 5).

Cette sous-unité montre d'importantes variations d'épaisseur au niveau des failles, de l'ordre de 0,5 m au niveau de la faille 2 (secteur 1) et de 1,5 m au niveau de la faille 3 (secteur 3). La mise en place de cette unité se caractérise par une forte érosion basale qui est beaucoup plus marquée sur le horst central (secteur 2). Par contre, les faciès de cette sous-unité ne montre aucune variation localisée au niveau des failles.

La sous-unité 3 se met donc en place en présence de deux escarpements de failles. Si on considère qu'au sommet de la sous-unité 3, les escarpements de faille sont totalement comblés, leurs hauteurs étaient initialement comprises entre 0,5 pour la faille 2 et 1,5 m pour la faille 3 (Etape 5, fig. 88). Etant donné le caractère érosif de la base de la sous-unité 3, ces deux valeurs constituent un ordre de grandeur minimum.

Ces escarpements entraînent une augmentation de l'érosion sur le horst, dont le mécanisme à la base est identique à celui décrit pour l'écoulement concentré érosif de la sous-unité 1 (fig. 89a). Par contre, ils ne sont pas suffisants pour provoquer, contrairement à la sous-unité 1, une modification majeure dans la dynamique des écoulements concentrés qui puissent s'exprimer en termes de faciès.

Cette absence de perturbation pourrait être la conséquence d'un faible rapport de taille entre la hauteur des escarpements de faille et l'épaisseur des écoulements sous-marins (Kneller & Buckee 2000).

5.5. Epaisseur des écoulements

5.5.1 Sous-unité 1/ensemble basal

Nous avons vu précédemment que la partie de l'écoulement stratifiée, hyperconcentrée, se stockait uniquement en amont de l'escarpement de la faille 2, dont la hauteur présumée est de l'ordre du mètre. Ceci suggère que la partie laminaire de cet écoulement était d'une épaisseur du même ordre de grandeur que l'escarpement, c'est-à-dire métrique (fig. 92a).

Le dépôt de cet écoulement ne s'accompagne cependant d'aucun phénomène de déviation ou de réflexion contre l'obstacle, ce qui indique que la hauteur de tête de l'écoulement, dans son ensemble, est au minimum 2 à 3 fois plus importante que la hauteur de l'escarpement (Alexander & Morris 1994, Lane-Serff *et al.* 1995) (fig. 92a). De plus les variations de faciès et les transformations des écoulements observées sont beaucoup plus importantes que celles décrites par (Morris *et al.* 1998a), pour un écoulement d'une épaisseur de 10 m et un escarpement du même ordre de hauteur que dans le cas présent. Bien que l'origine et la nature des écoulements soient différentes, ceci suggère que l'écoulement à l'origine des dépôts de l'ensemble basal était d'une épaisseur de l'ordre de 2 à 3 m, plutôt que décimétrique.

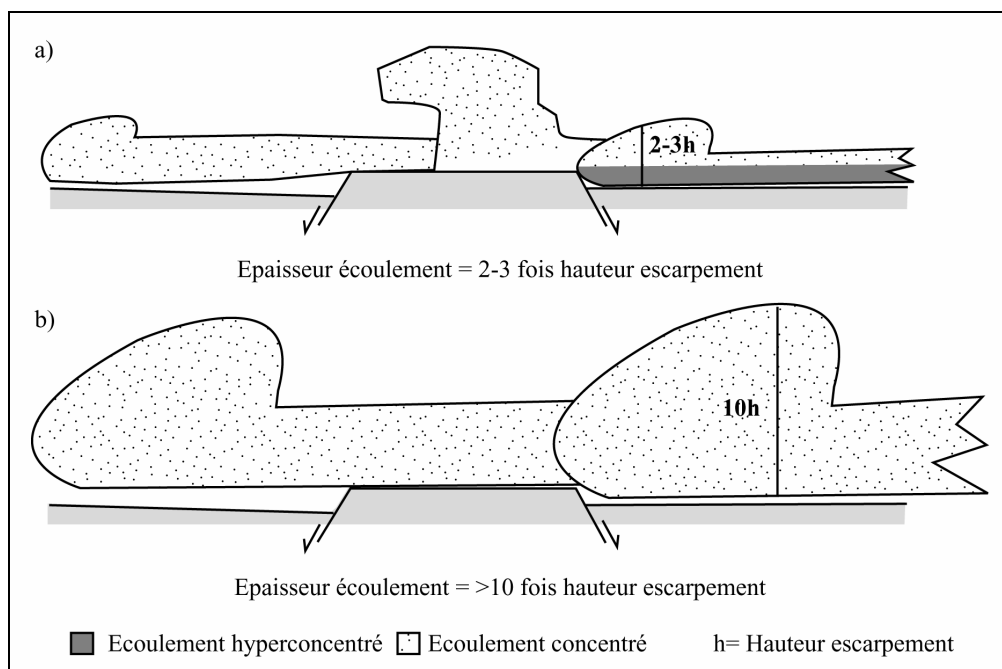


Figure 92 : Différence entre l'épaisseur des écoulements à l'origine des dépôts de a) l'ensemble basal (sous-unité 1) et b) la sous-unité 3.

5.5.2. Sous-unité 3

La granulométrie prédominante qui constitue la sous-unité 3 est identique à celle de la sous-unité 1 (gravier et sable grossier). Les écoulements concentrés qui en sont à l'origine, ont donc probablement une dynamique proche de celle de l'écoulement concentré (stratifié) à l'origine des dépôts de l'ensemble basal de la sous-unité 1.

Malgré cette dynamique identique et une hauteur d'escarpement quasi identique de l'ordre du mètre, les variations de faciès observées sur la sous-unité 3 sont mineures, comparées à celles de l'ensemble basal de la sous-unité 1. La hauteur des escarpements a été cependant suffisante pour entraîner une augmentation des phénomènes érosifs sur le horst (tableau 5). Morris *et al.* (1998a) ont montré que la perturbation majeure due au passage d'un écoulement d'une épaisseur de 10 m sur un escarpement de 1 m est une augmentation des phénomènes érosifs à l'aplomb de l'obstacle.

Bien que la dynamique des écoulements ne soit pas directement comparable, il est probable que, dans le cas présent, les écoulements concentrés étaient beaucoup plus épais que les écoulements à l'origine de la sous-unité 1, soit d'une épaisseur supérieure à une dizaine de mètres (fig. 92b).

Chapitre 7 : Conclusion

Chapitre 7 : Conclusion

A partir de l'exemple des dépôts de la formation des Grés d'Annot sur la zone de Tête Ronde, notre étude montre que l'analyse des faciès sédimentaires des dépôts sous-marins permet de mettre en évidence (1) la nature des écoulements à l'origine des dépôts et (2) l'existence d'escarpement de failles synsédimentaires aussi bien à une échelle décimétrique qu'à une échelle plurimétrique.

Malgré leur hauteur à priori restreinte (métrique à plurimétrique), ces escarpements sont suffisants pour perturber significativement la dynamique des écoulements. L'importance des perturbations dépend de la nature et de l'épaisseur des écoulements. Les écoulements d'épaisseur proche ou inférieurs à la hauteur des escarpements sont, systématiquement, plus fortement perturbés que des écoulements d'une épaisseur très supérieure à la hauteur de l'escarpement.

Dans le cas d'écoulements fortement perturbés, quatre perturbations principales ont été mises en évidence :

(1) Les écoulements de débris sont canalisés par les failles E-W, l'existence d'escarpement permettant aux écoulements turbiditiques associés de se déposer sous la forme de levées sur le horst central, par évacuation des particules fines.

(2) Quelles que soient leurs natures, les écoulements voient leur capacité d'érosion augmenter systématiquement, sur les hauts topographiques ainsi que dans le cas d'une pente croissante. Par contre, cette capacité s'atténue en aval des escarpements et face à une pente opposée.

(3) Le passage d'un écoulement concentré au-dessus d'un obstacle aval peut se traduire par (1) la mise en place de dépôts tractifs localisés (obliques), (2) la localisation de scours et de niveaux remaniés, impliquant l'existence de phénomènes tels que la séparation des lignes d'écoulement associée à des vortex de mélange, ou le développement d'un saut hydraulique et (3) la transition entre des écoulements en transit et des écoulements en dépôt.

(4) La présence d'escarpements d'une hauteur métrique est capable d'induire la transformation d'un écoulement fortement stratifié en moins de 500 m de distance. Cette transformation se traduit par une évolution de faciès, depuis des dépôts typiques d'écoulements hyperconcentrés, laminaires vers des dépôts typiques d'écoulements turbulents. Il est à noter qu'une telle évolution est plus généralement décrite sur plusieurs kilomètres à dizaine de kilomètres de distance, c'est-à-dire à l'échelle d'une pente continentale ou d'un bassin.

Enfin, il est important de souligner qu'en dehors de l'écoulement de débris, toutes les perturbations se sont produites sans que les écoulements n'aient été déviés par rapport à leurs directions initiales.

La prise en compte de l'impact des escarpements de faille sur les écoulements sous-marins peut se révéler fondamentale dans le domaine de la recherche pétrolière. En effet, la présence de ce type de topographie peut se traduire (1) par un tri granulométrique de part et d'autre des structures, les éléments les plus grossiers étant piégés en amont des obstacles et (2) par une grande hétérogénéité des faciès, les faciès les moins homogènes (mixant sable et argile) se situant en amont des obstacles, suivant la direction d'écoulement, les plus homogènes (sable massif) en aval (fig.92). Ces deux données étant des paramètres fondamentaux pour caractériser la qualité des réservoirs.

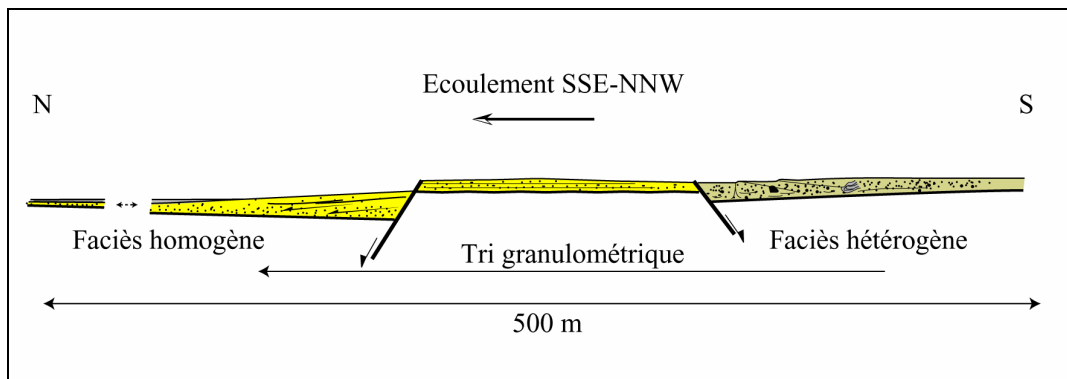


Figure 92 : Tri granulométrique et variation de faciès consécutifs à la présence d'escarpement de faille perpendiculaire à la direction des écoulements sous-marins.

La réalité de l'existence des escarpements de faille synsédimentaire sur le fond marin peut sembler, de prime abord, une trivialité, mais constitue en fait un point clé, dans l'analyse des interactions tectonique/sédimentation. En effet, en dehors des conséquences importantes sur les processus sédimentaires, la mise en évidence de paléo-escarpements de failles a une incidence directe sur l'analyse de la cinématique des failles synsédimentaires.

L'existence d'escarpements de faille pose le problème du rapport entre la vitesse de déformation et la vitesse de sédimentation, ainsi que du mode discontinu ou continu du fonctionnement des failles (« stick slip / creep »).

Dans ce cas la présence répétitive d'escarpements de faille au cours du dépôt d'une série sédimentaire pose deux questions majeures :

(1) Est-elle caractéristique d'un fonctionnement discontinu des failles correspondant à une alternance entre de phases d'activité, créant les escarpements sur le fond marin, et de phases de quiescence pendant lesquelles ces escarpements sont recouverts par les sédiments ?

(2) Est-elle caractéristique d'un fonctionnement continu des failles auquel se surimpose les variations dans le temps des apports sédimentaires (en quantité et en nature) ? Ces variations entraînant des alternances de périodes où le déplacement sur les failles n'est pas compensé par les

apport sédimentaires, créant ainsi des escarpements, et des périodes où ces apports sont suffisamment importants pour combler en permanence l'espace créé par l'activité des failles?

Finalement, la présence de paléo-escarpements de faille pose la question de la pertinence de l'utilisation des épaisseurs des dépôts sédimentaires syntectoniques comme marqueurs passifs dans la détermination de la cinématique de la déformation.

Ces questions font l'objet du deuxième volet de ce travail : **Détermination de la cinématique des failles synsédimentaires.**

Partie 2 :

Détermination de la cinématique des failles synsédimentaires

Chapitre 8 : Introduction

Chapitre 8 : Introduction

Dans les domaines en sédimentation, l'existence et la persistance d'escarpements de failles synsédimentaires peuvent être la conséquence de deux phénomènes principaux : (1) une vitesse de déformation (subsidence) supérieure à la vitesse de sédimentation et (2) une variation dans la dynamique de la sédimentation.

(1) Dans le cas d'une vitesse de déformation supérieure à la vitesse de sédimentation, le déplacement sur la faille crée plus d'espace que la quantité de sédiment disponible. La faille s'exprime en surface par un escarpement (e. g. Hardin & Hardin 1961, Thorsen 1963, Suppe *et al.* 1992, Childs *et al.* 1993, Edwards 1995, Doglioni *et al.* 1998) (fig. 93).

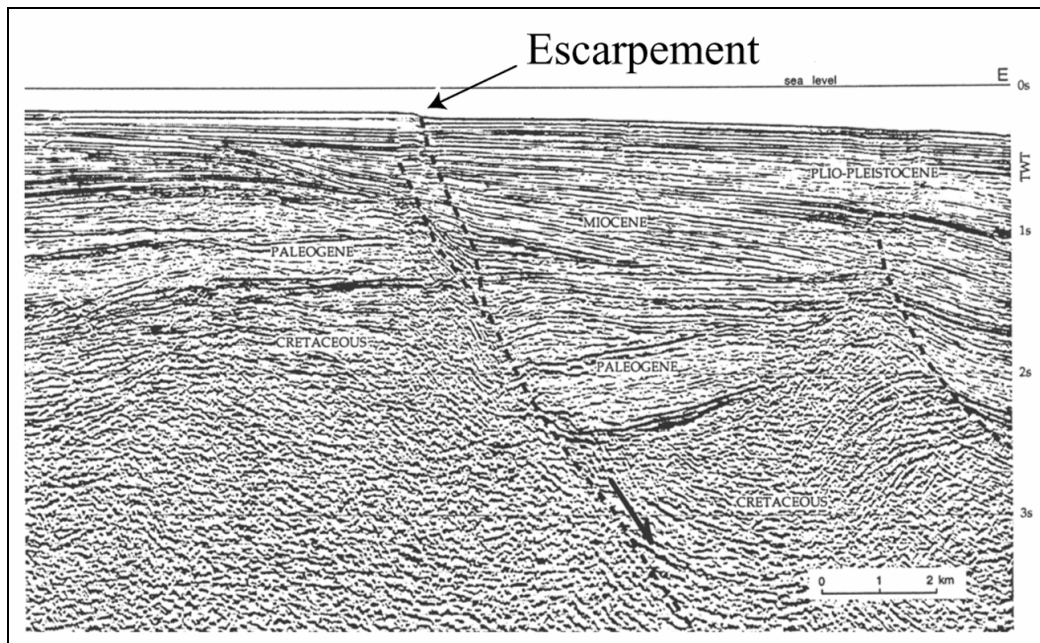


Figure 93 : Escarpement de faille synsédimentaire active (vitesse de déformation supérieure à la vitesse de sédimentation) (modifié d'après Doglioni *et al.* (1998)).

À l'inverse, si la vitesse de déplacement sur la faille, c'est-à-dire de subsidence dans le hanging-wall, est inférieure à la vitesse de sédimentation, l'espace disponible pour piéger les sédiments n'est plus suffisant, et la faille est ennoyée. Bien qu'active, elle ne crée pas d'escarpement en surface (fig. 94).

(2) Pendant les périodes de sédimentation non dynamique de type pélagique, si la faille est active, elle se marquera par un escarpement topographique (e.g. Xio & Suppee 1992, Mitchell 1996, Cartwright *et al.* 1998), quel que soit le rapport entre vitesse de déplacement et vitesse de sédimentation. La hauteur de l'escarpement sera déterminée par la valeur de ce rapport.

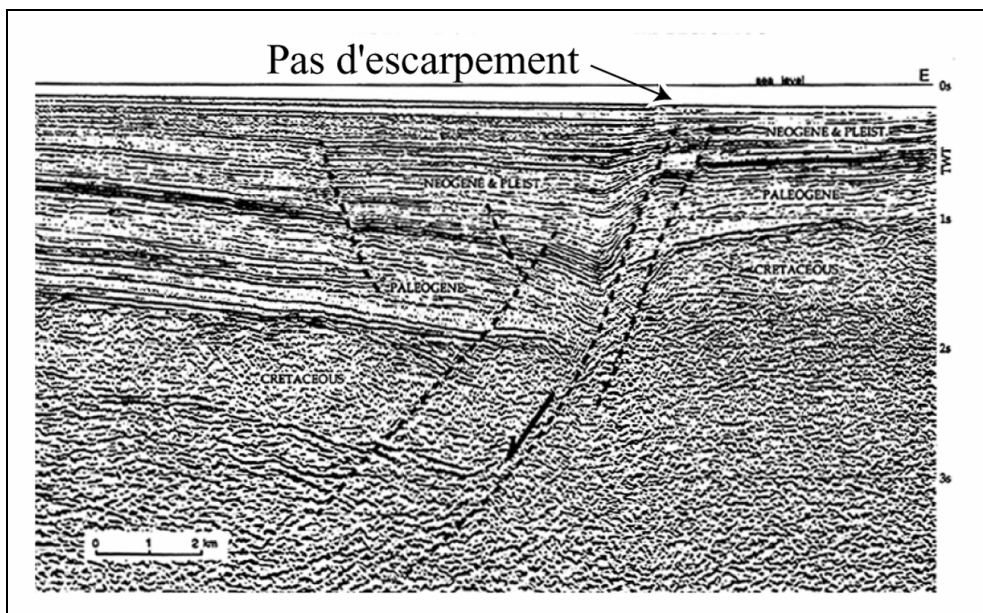


Figure 94 : Absence d'escarpement de faille synsédimentaire active (modifiée d'après Doglioni *et al.* (1998)).

Le rapport entre vitesse de déformation et vitesse de sédimentation, le mode, continu ou discontinu, de fonctionnement des failles, et la nature dynamique ou non dynamique de la sédimentation sont les paramètres de contrôle du développement d'escarpements de faille.

Les variations d'épaisseur des dépôts, consécutives à l'érosion d'un escarpement de faille et du dépôt de sédiments dans le hanging-wall, ne permettent pas d'accéder à la véritable valeur du déplacement sur la faille (O'Connell, 1961). Ces variations sont inférieures à la valeur réelle du rejet sur la faille (Thorsen 1963).

Le dépôt de sédiments pélagiques d'épaisseur identique de part et d'autre d'une faille active peut induire une estimation erronée du mouvement de la faille (e.g. Xio & Suppee 1992, Cartwright *et al.* 1998). Cette épaisseur identique de dépôt argileux pourrait être en effet considérée à tort comme caractéristique d'une période d'inactivité de la faille (Cartwright *et al.* 1998).

La difficulté d'intégrer l'existence des escarpements de faille dans la détermination de la cinématique des failles synsédimentaires a été soulevée par de nombreux auteurs (e.g. Suppe *et al.* 1992, Xio & Suppee 1992, Childs *et al.* 1993, Shaw *et al.* 1999). Cette difficulté conduit généralement à considérer que, d'une part, l'ampleur de ces escarpements est négligeable comparativement au déplacement cumulé final (Hardin & Hardin 1961, Thorsen 1963) et que, d'autre part, dans la mesure où les sédiments comblent les topographies, les variations d'épaisseur de part et d'autre de la faille donnent directement accès aux variations du déplacement sur la faille (e.g. Hardin & Hardin 1961, Thorsen 1963, Lowrie 1986, Cartwright *et al.* 1998, Masferro *et al.* 2002, Childs *et al.* 2003).

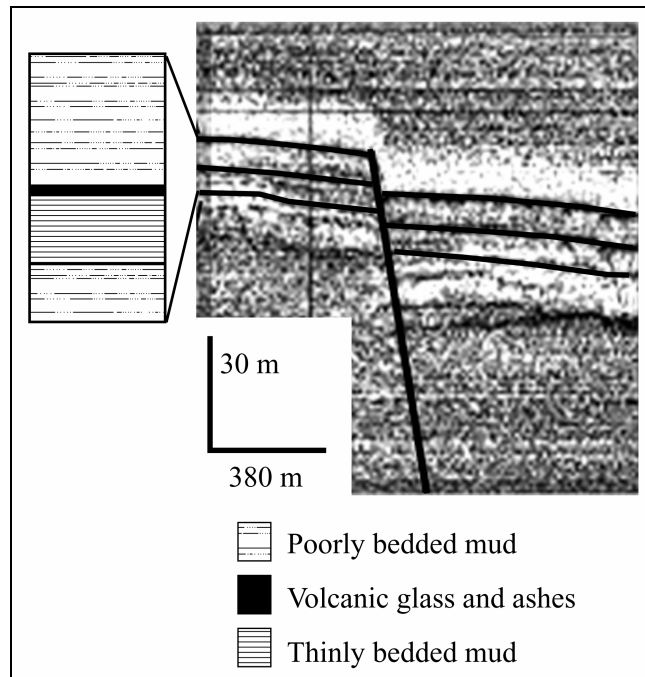


Figure 95 : Escarpement de faille synsédimentaire lié à une sédimentation pélagique (modifié d'après Audin *et al.* (2001)).

Cette association directe entre les variations d'épaisseur et les variations d'activité des failles synsédimentaires, sans considérer l'existence d'escarpements de faille, ont conduit certains auteurs jusqu'à décrire un fonctionnement cyclique des failles, à haute fréquence (20 ka), en relation directe avec les variations des paramètres orbitaux de la Terre (précession, obliquité, excentricité), à l'origine des cycles de Milankovitch, qui contrôlent les variations du flux sédimentaire à ces échelles de temps (Lowrie 1986, Cartwright *et al.* 1998).

Ces quelques remarques montre l'importance de considérer (1) la sédimentation syntectonique comme dynamique et non plus comme un simple marqueur passif de la déformation et (2) la présence d'escarpements de faille dans la détermination de la cinématique des failles synsédimentaires. Ces deux questions aboutissent au final à s'interroger sur la signification réelle des variations d'épaisseurs des strates de croissance en termes de variations de vitesses de sédimentation et de déformation.

La seconde partie de ce travail s'organise autour de trois articles constituant chacun un chapitre.

Le chapitre 9 aborde la question primordiale du mouvement continue ou discontinue des structures tectoniques synsédimentaires à des échelles de temps variables et de l'utilisation univoque de l'épaisseur des strates de croissances comme marqueurs passifs de la déformation. Cette réflexion est menée en prenant exemple sur des dépôts synsédimentaires d'un pli de croissance (Pico del Aguila, Pyrénées espagnoles). Ce chapitre insiste sur l'importance du caractère dynamique/ non-

dynamique de la sédimentation, en particulier à haute fréquence (10's à 100's ka), dans la détermination de la cinématique des structures synsédimentaires.

*L'article correspondant est soumis aux **Comptes Rendus Géosciences** (Rubrique Tectonique) dont l'intitulé est : « How reliable are growth strata in interpreting short-term (10's to 100's ka) growth structures kinematics? / Strates de croissance et cinématique à court-terme de la déformation (10's à 100's ka) ».*

Le chapitre 10 analyse la méthode dite « T-Z plot » utilisée pour déterminer la cinématique des failles de croissance à partir des données sismiques ou de puits.

Cette méthode consiste à mesurer l'évolution du rejet vertical en fonction de la profondeur des marqueurs dans le hanging-wall. Le graphe résultant de cette méthode se caractérise, dans un repère orthonormé où l'axe des abscisses représente la profondeur et l'axe des ordonnées le rejet, par une alternance de segments de droite à pente positive et de segments à pente nulle. Ces alternances ont été jusqu'ici considérées comme reflétant l'alternance entre des phases de quiescence et des phases d'activité des failles.

L'objectif de cet article est de déterminer, par une approche analytique, les différentes significations possibles de ces variations de pentes et de montrer l'utilisation qui peut en être faite pour repérer les variations lithologiques majeures des strates de croissance.

*Ce chapitre fait l'objet d'un article soumis à **Journal of Structural Geology** dont l'intitulé est : « Using T-Z plot as a graphical method to infer lithological variations from growth strata ».*

Le chapitre 11 concerne la mise en œuvre de la méthodologie décrite au chapitre 10 sur des données sismiques de dépôts syntectoniques du Delta du Niger et la comparaison des résultats obtenus avec des données de puits. L'ensemble des données a été fourni par Total Fina Elf.

*Ce chapitre fait l'objet d'un article en préparation pour **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin** dont l'intitulé est : « A simple method to determine sand-shale ratios from the seismic analysis of growth faults. Example from late Oligocene to early Miocene Niger delta deposits ».*

Chapitre 9 : How reliable are growth strata in interpreting short-term (10's to 100's ka) growth structures kinematics? (Strates de croissance et cinématique à court-terme de la déformation (10's à 100's ka))

(Ce chapitre fait l'objet d'un article accepté aux Comptes Rendus Géosciences (Rubrique: tectonique))

Chapitre 9

**How reliable are growth strata in interpreting short-term (10's to 100's ka)
growth structures kinematics?**

**Strates de croissance et cinématique à court-terme de la déformation
(10's à 100's ka).**

Sébastien Castelltort, Stéphane Pochat, Jean Van den Driessche

Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Av. du Général Leclerc, Campus de
Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

Corresponding author :

e-mail: sebastien.castelltort@univ-rennes1.fr

tél: 33 2 23 23 57 29

fax: 33 2 23 23 61 00

Keywords: Growth strata / Growth structures / Slip rates / Episodic deformation

Mots clés : Strates de croissance / Tectonique synsédimentaire / Taux de déplacement / Déformation
épisodique

Abstract

High-frequency stratigraphic cycles (10's to 100's ka), often show, at a specific location, an alternance of “dynamic” (proximal-energetic), and “non-dynamic” (distal-pelagic) processes with time. When sedimentation is syn-deformation, these processes tend respectively to fill-up tectonically-induced topography or to drape it. As a consequence, growth strata are alternatively thickened and isopach across the growth structure. High-resolution kinematic studies of growth structures (folds and faults), which assume that sedimentation always fill-up topographies (“fill-to-the-top” model), may therefore mistake sedimentary cyclicity for tectonic cyclicity. We adress this problem with one example of growth anticline in the spanish Pyrenees, and we discuss the fill-to-the-top model.

Résumé

Les cycles stratigraphiques à haute fréquence (10s-100s ka) montrent souvent une alternance de processus dynamiques (proximaux/énergétiques) et non dynamiques (distaux/pélagiques). Lorsque la sédimentation est syn-déformation, ces processus comblent ou drapent respectivement les topographies d'origine tectonique, les dépôts sont ainsi alternativement épaissies et isopaques au passage des structures de croissances. Les études à haute résolution de la cinématiques des plis et failles synsédimentaires faisant l'hypothèse d'une sédimentation comblant toujours les topographies (modèle « fill-to-the-top »), risquent de confondre cyclicité sédimentaire et cyclicité tectonique. Nous analysons ce problème sur l'exemple d'un pli synsédimentaire dans les Pyrénées espagnoles, et discutons l'hypothèse du modèle « fill-to-the-top ».

Version française abrégée

1. Introduction

Nous savons d'après l'observation des séismes que les failles ont des mouvements discontinues sur des courtes périodes (< 10 ka). Cependant, leurs comportements sur des périodes plus grandes (> 10 ka) reste problématique. La déformation peut-elle être considérée comme continue ou discontinue sur des échelles de temps de l'ordre de la dizaine à plusieurs centaines de ka ? Des études néotectoniques récentes penchent en faveur de l'hypothèse continue (e.g. [26, 28]). Au contraire, à partir de l'analyse des strates de croissances sur des failles ou des plis synsédimentaires, de nombreux travaux invoquent une tectonique épisodique sur ces mêmes échelles de temps (e.g. [1, 3, 15, 16]). Cette cyclicité tectonique est basée sur l'alternance existant entre des dépôts épaissis et isopaques.

Dans ce travail, à partir de l'analyse des relations entre déformation et sédimentation sur un exemple de pli synsédimentaire (Pico del Aguila, Pyrénées espagnoles), nous discutons ces conclusions qui, selon nous, ne prennent pas en compte la nature variable de la sédimentation, en particulier à haute fréquence (10's à 100's ka).

2. L'exemple de l'anticlinal du Pico del Aguila

L'anticlinal du Pico del Aguila, d'axe N-S, est situé à la limite entre les bassins de l'Ebre et de Jaca dans le nord de l'Espagne (fig. 1). Il affecte des séries crétacé/éocène inférieur sur un décollement situé dans les évaporites du trias, et se développe de la fin du Lutétien au début du Priabonien contemporanément à la progradation d'Est en Ouest d'un appareil deltaïque [17]. Les dépôts synsédimentaires sont fortement épaissis dans le synclinal (1200 m) par rapport au sommet de l'anticlinal (300 m). L'architecture séquentielle est constituée de six cycle régressif/transgressif (cycles 1 à 6, fig. 2) de durées comprises entre 90 et 850 ka [5], qui sont eux-mêmes composés de séquences à plus haute fréquence de durée de l'ordre de 100 ka (paraséquences). Ces séquences correspondent à des phases d'avancé/recul du delta [5, 13] et sont parfois corrélées à l'échelle du bassin [13], ce qui leur confère une origine de longueur d'onde supérieure au pli (e.g. eustatisme, tectonique, climat).

Les phases de progradation sont marquées par une sédimentation terrigène sableuse et toujours plus épaisses que les phases de rétrogradation qui sont caractérisées par des dépôts plus marneux et carbonatés (fig. 3). Dans l'ensemble, les paraséquences sont plus épaisses vers le synclinal que sur son sommet. Cependant, les phases de fin de progradation/aggradation, plus sableuses (dépôts

proximaux), sont plus épaissies, alors que les phases de début de progradation/rétrogradation, qui sont plus marneuses et carbonatées (dépôts distaux), montrent pas ou peu d'épaississement.

Deux interprétations existent : soit (1) la croissance du pli est épisodique et donne lieu à des épaississements pendant les phases d'activité, et à des strates isopaques pendant les phases de quiescence, soit (2) le pli étant contrôlé à la base par un décollement, il se comporte globalement de manière ductile, sa croissance est continue, et la configuration des strates de croissance est le résultat de la superposition d'une sédimentation variable sur un taux de croissance constant [4, 5].

Pendant la progradation, la sédimentation est « dynamique », i.e. sableuse, et est préférentiellement piégée dans les creux topographiques (synclinaux) créés par la déformation. Pendant la rétrogradation la sédimentation est « non dynamique », i.e. plus pélagique et carbonatée, et n'apporte pas de topographie sans épaississement vers les synclinaux .

3. Discussion-conclusion

Des travaux récents (e.g. [1, 3, 15, 16]) ont interprété le même type d'observations comme résultant d'une tectonique discontinue (fig. 4A), en prenant pour hypothèse que la sédimentation remplit toujours la topographie créée par la tectonique, ou modèle « fill-to-the-top » [10].

Nous contestons ce modèle car l'enregistrement stratigraphique est, par nature, constitué de cycles à toutes les échelles de temps et d'espace, liés à des facteurs tels que l'eustatisme, la tectonique ou le climat (e.g. [11, 22]). En particulier, les variations climatiques induisent des cycles stratigraphiques à haute fréquence (10's à 100's ka), ou paraséquences. Ces cycles s'expriment fréquemment, au cours du temps, par l'alternance entre des processus dynamiques (courants, vagues, marées), et non dynamiques (décantation).

Les études ayant pour but, de déterminer la cinématique des structures de croissances doivent prendre en compte le fait que les strates de croissances enregistrent au moins la superposition de deux signaux : (1) la cyclicité sédimentaire inhérente à l'enregistrement stratigraphique, et (2) la subsidence différentielle locale due à la déformation.

En particulier, l'occurrence périodique de processus non dynamiques (pélagique) peut conduire à la préservation d'escarpement topographiques d'origine tectonique [18, 20, 27, 29].

De ce fait, les travaux utilisant les variations d'épaisseurs selon le modèle "fill-to-the-top" et concluant à un fonctionnement épisodiques des failles, avec la même périodicité que les cycles stratigraphiques peuvent aussi bien être considérés comme mettant en évidence un déplacement continu (fig. 4B) sur ces échelles de temps (10's to 100's ka). Cette interprétation est plus en accord avec les études néotectoniques récente qui mettent en évidence un taux de fonctionnement constant des failles crustales sur des périodes supérieures à 100 ka [26, 28].

English version

1. Introduction

It is a currently observable and historically documented fact through earthquakes that movements on faults are episodic on short time scales (< 10 ka). However, less is known for time scales of more than 10 ka, i.e. beyond historical documentation. The key problem is: is deformation a continuous or a discontinuous process over time scales ranging from 10's to 100's of thousands years? Neotectonics studies, by surface dating of crustal strike-slip faults offsets, have recently evidenced constant slip rates over such periods (e.g. [26, 28]), which would best support the continuous hypothesis. By contrast, in sedimentary basins, numerous works have argued for episodic development of intra-basin growth structures (faults and folds) with periods of 10's to 100's of thousands years (e.g. [1, 3, 15, 16]). These are based on the observation of growth strata which are alternatively thickened and of equal thickness across structures.

In this paper, we propose that such a pattern can instead be interpreted as the result of a continuous growth (of fault or fold) superimposed on variable sedimentation. To do this, we first examine the relation between growth strata thickness variations and the nature of sedimentation in the case of a growth detachment-fold. Then, we discuss the “fill-to-the-top” model, which consists in assuming that sedimentation always fill the topographies created by growth structures, and its application to fault and fold kinematics reconstruction.

2. The Pico del Aguila anticline example

The Pico del Aguila anticline is situated on the South-Pyrenean Frontal-Thrust (SPFT), at the separation between the Jaca and the Ebro basins in northern Spain (Fig. 1). It is a 25 km wide anticline which is one of a series of N-S trending folds called the “Sierras marginales” which developed during middle to late Eocene times in response to the southward advance of the South-Central Pyrenean Unit (SCPU). The deformation affects a pre-tectonic sedimentary layer composed mainly of 2800 m of Lutetian limestones which are detached over a 600 to 800 m ductile unit dominated by triassic evaporites.

From end Lutetian to early Priabonian, the anticline developed in a subsiding basin which was coevally filled by a delta prograding from East to West. As a consequence, during its development the fold was progressively buried by sediments which now exhibit progressive unconformities on both sides of the anticline and thickness variations from 21200 m in the synclines to 2300 m on the hinge (Fig. 2).

The current attitude of the anticline which plunges $\sim 30^\circ$ to the North and its intersection with the topography result today in a good exposure of the growth strata. This allows to follow them physically across the fold from Arguis syncline to Belsue syncline (Fig. 2). Sedimentary facies are mainly terrigenous and reflect the westward progradation of the delta [17]. They range from prodelta marls to mouth-bar coarse sandstones, some of these showing evidences of tides and storms influences. In addition carbonates are also present, probably due to the destruction and redistribution by storms of a carbonate platform situated southward and of nummulites patch reefs developing in protected (from siliciclastic input) areas as also evidenced in the eastern part of the south-Pyrenean foreland during Bartonian times [14].

The sequence stratigraphic framework of these deposits is made of six fourth-order regressive-transgressive cycles (cycles 1 to 6, fig. 2) of duration ranging between 90 and 850 ka [4, 5]. They are themselves composed of stacked high frequency regressive-transgressive cycles (called parasequences in the following), of durations on the order of 100 ka or less.

2.1 Parasequences

As a whole, the expression of parasequences can be summarized as follows: progradation phases are markedly terrigenous and always thicker than retrogradation phases which are more carbonated and marly. This results from the volumetric partitioning [7] of sediments in a marine deltaic setting: the detritic supply is mainly stocked in the marine realm (delta) during progradation, whereas it is trapped landward during retrogradation, which allows the expression of carbonates seaward. These parasequences therefore record high-frequency cycles of advance and retreat of the delta. As shown in [13] and [4, 5], they can often be followed across the fold and sometimes at basin scale. The parasequences are therefore controlled by a phenomena of broader extent than the structure, i.e. eustatic, basin-scale tectonics or sediment input variations.

In this work, we focus on the expression of parasequences (Fig. 3) of cycle 5 (Fig. 2) situated between the hinge of the anticline and the western syncline, because they can be particularly well followed there.

As a whole, parasequences are thicker toward the syncline and condensed on the hinge of the anticline because accommodation space increases toward synclines. More in detail, we observe that most of the thickness expansion takes place during end-progradation and aggradation periods, when deposits are proximal and more sandy in proportion. This is expressed by the time equivalence of proximal delta-front facies on the west flank with a by-pass/erosive surface on the hinge. By contrast, retrogradation and early progradation, are far less affected by the growth of the fold, and are nearly of equal thickness on the hinge and in the syncline.

2.2. Interpretation

Two main interpretations are possible: (1) the fold growth could have been episodic (discontinuous) with periods of activity during end-progradation/aggradation periods explaining the thickening at this moment, and periods of quiescence during retrogradation/early-progradation periods, explaining the isopach layer at this moment, (2) alternatively, the fold growth could also have taken place as a continuous process, with this pattern of thickened and isopachs sedimentary layers being only the result of variable sedimentation superimposed on a constant rate of fold growth [4, 5].

The second interpretation is favoured here because the Pico del Aguila anticline is a detachment fold [17, 23], i.e. developed over a ductile basal decollement. This strongly suggests that the fold has grown continuously as long as no strain accumulation is possible in the ductile layer. The fold growth may therefore be entirely controlled by the decollement, and behave as a whole in a ductile manner. However, this only means that fold growth should be continuous rather than episodic. Indeed, [5] have shown that fold growth has taken place with a variable rate over timescales of several 100's of thousands years.

With this hypothesis of a continuous growth, why are end-progradation/aggradation periods thickened toward the syncline, and retrogradation/early-progradation of more equal thickness across the fold?

During retrogradation and early progradation periods the sedimentation is distal (marls) and dominated by particle settling (decantation), carbonates production and redistribution by storms. This induces almost equal sedimentary thicknesses on highs and lows. By contrast during end-progradation, sedimentation processes are more “dynamic” (i.e. energetic), and are preferentially trapped in topographic lows [25]. Moreover, the lowering of base-level imposes for sedimentation to take place only in structural lows, i.e. toward synclines. Indeed, the hinge of the anticline, where bypass or erosion surfaces are recorded, may be aerial or subaerial during progradation.

The important point which is put forward through this example is the first-order dichotomy between “dynamic” (energetic) and “non-dynamic” (decantation) sedimentary processes with regard to the syntectonic thicknesses. Non-dynamic sedimentary processes drape topography with a homogeneous thickness of sediments, while dynamic processes preferentially fill-up topographic lows before highs.

3. The “fill-to-the-top” model: discussion

Recent works [1, 3, 15, 16, 19] have used similar observations to argue for the episodic development of growth faults and folds, with periods in the range of 10's to 100's ka. In those studies, it is assumed that thickened strata reflect tectonic activity, whereas strata with equal thickness across structures reflect tectonic quiescence. Actually, those studies make the strong assumption that sedimentation always fill-up the topography created by tectonic movement, or "fill-to-the-top" assumption [9]. Moreover, certain authors, such as [1, 3, 15] note that the periodicity of fault activity is correlated with the cyclic stratigraphy. In particular, quiescence is in phase with retrogradation (fine-grained) periods and activity corresponds to progradation (more coarse-grained) periods. This leads them to invoke a coupling between fault activity and sediment loading in a gravity driven context, and even, for periods such as the cenozoic, an astronomic control on fault activity [15]. However, we should point out that, because the fill-to-the-top model implies a constant filling of the topography created by the fault, the load should never diminishes and should therefore maintain fault activity, unless fault scarps are developed which is in contradiction with the model statement. By this way, using the fill-to-the-top model requires to consider implicitly that deformation is controlled by sedimentation. Also, we note that the loading/unloading mechanism, that is supposed to be responsible for the cyclic activity of growth faults, remains to be quantified.

As explained above, in the case studied herein, the same observations lead us to rather different conclusions because the Pico del Aguila anticline is linked to a basal decollement and due to compression [2, 23, 24]. This means that the fold is not associated to a gravity instability and is therefore not sensitive to small-scale cycles of sediment loading/unloading. Also, as long as parasequences are of broader origin than the fold, there is no reason that fold activity should occur during progradation periods, and fold quiescence during retrogradation. Also, similar growth strata patterns have been documented in other compressive [10] and extensive [12, 21] settings, without being interpreted as alternative phases of tectonic activity and quiescence. In consequence, for growth folds as for growth faults, the alternance between thickness expansion and continuity across structures needs not being related to a cyclic tectonic activity. Rather, it should simply be related to cyclically varying sedimentary processes superimposed on a continuous structure growth. Indeed, the fill-to-the-top model, imply that sedimentary processes are uniform throughout the deformation (Fig. 4A), i.e. on time scales of more than 10's ka.

However, it has been known for a long time that due to numerous factors, such as eustasy, tectonics, or climate, the stratigraphic record is, by nature, made of cycles at all time and space scales (e.g. [11, 22]). In particular, climate acts on eustasy and sediment supply to produce stratigraphic cycles with periods on the order of 10's to 100's ka (parasequences). At a given location in a basin this is expressed by a variation with time of the type of sedimentation and sedimentary processes. In marine deltaic parasequences for example, the volumetric partitionning of sediments induces,

schematically, an alternance of large input of coarse materials supplied dynamically (currents, waves, tides) during progradation, and smaller input of finer particles mainly deposited at low energy (settling) during retrogradation [7].

Generally speaking, in all depositional settings, the sedimentation is characterized by such alternances between energetic/dynamic and calm/non-dynamic periods. These different processes react differently to differential subsidence due to growth faulting or folding. Non-dynamic (pelagic) sedimentation can be distributed homogeneously across structures [3, 15] without being diffused to topographic lows on time scales of 10's to 100's ka [18, 29]. This leads to the creation of fault- or fold-induced topography (e.g. [20, 27]) when structures are active during non-dynamic sedimentation (Fig. 4B). Along with deformation, sedimentation is likely to be made of processes which alternatively fill-up and drape topography with periods of 10's to 100's ka. This is why the “fill-to-the-top” assumption may not be valid for most natural cases, and in particular during periods of strong climatic variations.

Kinematic analysis based on this assumption are therefore likely to mistake sedimentation cycles for tectonic activity cycles.

The same conclusions are also applicable for studies based on seismic profiles, because boundaries between sedimentary units depicted from seismics are likely to represent changes of lithologies and sedimentary processes. This also induces a potential bias in relating syntectonic strata thickness variations to growth structures kinematics from seismic data.

Eventually, it can be pointed out that, using sedimentary cycles to infer tectonic cyclicity and concluding on a causal relationship between sedimentation and tectonics should be made with caution to avoid any circular reasoning.

4. Conclusion

Studies attempting to infer the kinematics of intra-basin faults and folds should be aware that growth strata always record the superimposition of at least two signals: (1) the sedimentary cyclicity inherent to the stratigraphic record and (2) the local differential subsidence due to growth faulting or folding.

In particular the periodic occurrence of non-dynamic (pelagic) processes can lead to fault- or fold-induced topographies. This underscores the need for quantification of synsedimentary topographies and the search for accurate paleobathymetric indicators, and potential sedimentary processes disturbances.

At the moment, works that have used growth strata with simple “fill-to-the-top” assumptions and concluded on the episodic development of faults and folds with the same periodicities as

stratigraphic cycles, could as well be taken as evidences of constant slip rates on time scales of 10's to 100's ka. This would be more in line with recent neotectonics studies using cosmogenic radionuclides which have evidenced constant slip rates on crustal faults over periods of up to 110 ka [26, 28].

Our reasoning also raises questions regarding growth strata thickness variations and episodicity of tectonics on greater times scales of 10^6 - 10^7 a (e.g. [6]) as long as stratigraphic cycles also naturally exist at those time scales.

References

- [1] Bhattacharya J.P., Davies R.K., Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron sandstone, Utah, *Mar. Petr. Geol.* 18 (2001) 525-534.
- [2] Blin B., Mitouard P., Le frond sud-pyrénéen: bordure sud du bassin de Jaca - tectonique et modélisation analogique, pp. 141, *Rap. Int. ENSPM (Institut Français du Pétrole)*, 1990.
- [3] Cartwright J., Bouroullec R., James D. , Johnson H., Polycyclic motion history of some Gulf Coast growth faults from high-resolution displacement analysis, *Geology* 26 (9) (1998) 819-822.
- [4] Castelltort S., Guillocheau F., Nalpas T., Rouby D., Robin C., De-Urreiztieta M. , Coutand I., Tectonically induced distortion of stratigraphic cycles - Example of the Arguis anticline in the south-central Pyrenees (Spain)., *Geotemas* 2 (2000) 55-58.
- [5] Castelltort S., Guillocheau F., Robin C., Rouby D., Nalpas T., Lafont F., Eschard R., Fold control on the stratigraphic record: a quantified sequence stratigraphic study of the Pico del Aguila anticline in the South-western Pyrenees (Spain), *Basin Res.* (submitted)
- [6] Contreras J., Anders M.H. , Scholz C.H., Growth of a normal fault system: observations from the Lake Malawi basin of the east African rift, *J. Struct. Geol.* 22 (2000) 159-168.
- [7] Cross T.A. , Lessenger M.A., Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation, in: *Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*, F.M. Gradstein, K.O. Sandvik and N.J. Milton, eds., Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publications 8, pp. 171-195, Elsevier, 1998.
- [8] ECORS Pyrenees Team., The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature* 331 (6156) (1988) 508-511.
- [9] Gawthorpe R., Hardy S., Extensional fault-propagation folding and base-level change as controls on growth-strata geometries, *Sediment. Geol.* 146 (2002) 47-56.
- [10] Gawthorpe R.L., Hall M., Sharp I. , Dreyer T., Tectonically enhanced forced regressions: examples from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez rift and the Eocene of the Pyrenees, in: *Sedimentary Responses to Forced Regressions*, D. Hunt and R.L. Gawthorpe, eds., Geological Society of London Special Publications 172, pp. 177-191, 2000.
- [11] Guillocheau F., Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles, *C. R. Acad. Sci. Paris* 320 (1995) 1141-1157.
- [12] Hiscott R.N., Depositional sequences controlled by high rates of sediment supply, sea-level variations, and growth faulting: the Quaternary Baram Delta of northwestern Borneo, *Mar. Geol.* 175 (2001) 67-102.

- [13] Lafont F., Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca (Pyrenées espagnoles), PhD Thesis, University of Rennes, France, 1994.
- [14] Lopez-Blanco M., Stratigraphy and sedimentary development of the Sant-Llorenç del Munt fan-delta complex (Eocene, southern Pyrenean foreland basin, northeast Spain), in: Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions, L.E. Frostick and R.J. Steel, eds., International Association of Sedimentologists (IAS) Special Publications 20, pp. 67-88, Blackwell, 1993.
- [15] Lowrie A., Model for fine-scaled movements associated with climate and sea-level changes along Louisiana shelfbreak growth faults, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions 36 (1986) 497-509.
- [16] Masafarro J.L., Bulnes M., Poblet J. , Eberli G.P., Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland, Sediment. Geol. 146 (2002) 11-24.
- [17] Millán H., Aurell M. , Meléndez A., Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain): a case study for a tectonic origin of sequences and systems tracts, Sedimentology 41 (1994) 1001-1024.
- [18] Mitchell N.C., Creep in pelagic sediments and potential for morphologic dating of marine fault scarps, Geophys. Res. Lett. 23 (1996) 483-486.
- [19] Morley C.K., Vanhauwaert P. , De Batist M., Evidence for high-frequency cyclic fault activity from high-resolution seismic reflection survey, Rukwa Rift, Tanzania, J. Geol. Soc. London 157 (2000) 983-994.
- [20] Morris S.A., Alexander J., Kenyon N.H. , Limonov A.F., Turbidites around an active fault scarp on the Lower Valencia Fan, northwest Mediterranean, Geo-Mar. Lett. 18 (1998) 165-171.
- [21] Newell A.J., Fault activity and sedimentation in marine rift basin (Upper Jurassic, Wessex Basin, UK), J. Geol. Soc. London 157 (2000) 83-92.
- [22] Nystuen J.P., History and development of sequence stratigraphy, in: Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications, F.M. Gradstein, K.O. Sandvik and N.J. Milton, eds., Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publications 8, pp. 31-116, Elsevier, 1998.
- [23] Poblet J. , Hardy S., Reverse modelling of detachment folds; application to the Pico del Aguila anticline in the South Central Pyrenees (Spain), J. Struct. Geol. 17 (12) (1995) 1707-1724.

- [24] Seguret M., Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité., 155 pp., Publ. Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, France, 1972.
- [25] Shaw J.H., Novoa E. , Connors C.D., Structural controls on growth stratigraphy, in: Thrust Tectonics, K. McClay, ed., pp. 80-82, London, 1999.
- [26] Tapponnier P., Ryerson F.J., VanDerWoerd J., Meriaux A.-S. , Lasserre C., Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard, C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre 333 (2001) 483-494.
- [27] Thornburg T.M., Kulm L.D. , Hussong D.M., Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation, Geol. Soc. Am. Bull. 102 (1990) 1658-1680.
- [28] Van der Woerd J., Ryerson F.J., Tapponnier P., Meriaux A.-S., Gaudemer Y., Meyer B., Finkel R.C., Caffee M.W., Guoguang Z. , Zhiqin X., Uniform Slip-Rate along the Kunlun Fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics, Geophys. Res. Lett. 27 (16) (2000) 2353-2356.
- [29] Webb H.F. , Jordan T.H., Pelagic sedimentation on rough seafloor topography 1. Forward Model, J. Geophys. Res. 106 (B12) (2001) 30433-30449.

Figures list/ Liste des figures

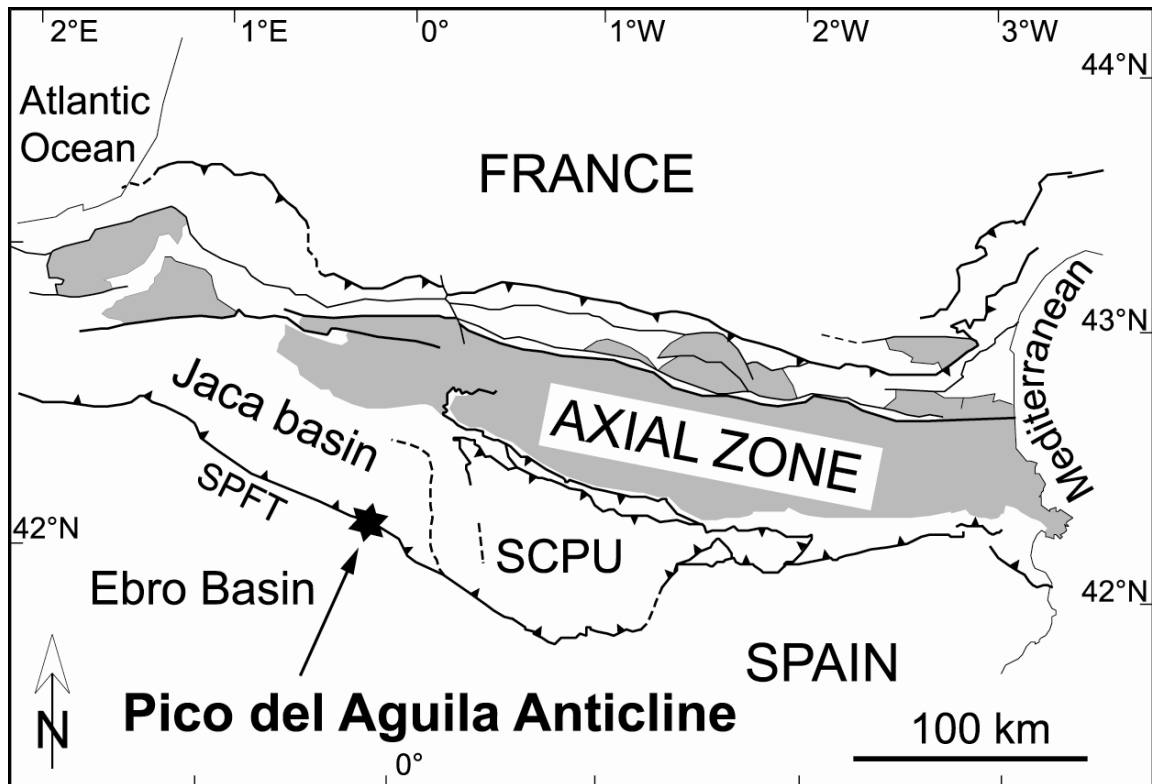


Figure 1 :

Simplified structural map of the Pyrenees (modified from [8]) with location of the Pico del Aguila anticline (black star). SPFT: South-Pyrenean Frontal Thrust. SCPU: South-Central Pyrenean Unit. The grey colour delineates the hercynian basement.

Carte structurale simplifiée des Pyrénées (modifiée d'après [8]) montrant la localisation de l'anticlinal du Pico del Aguila (étoile noire). SPFT : chevauchement frontal sud-pyrénéen. SCPU : unité central sud-pyrénéenne. Le grisé délimite le socle hercynien.

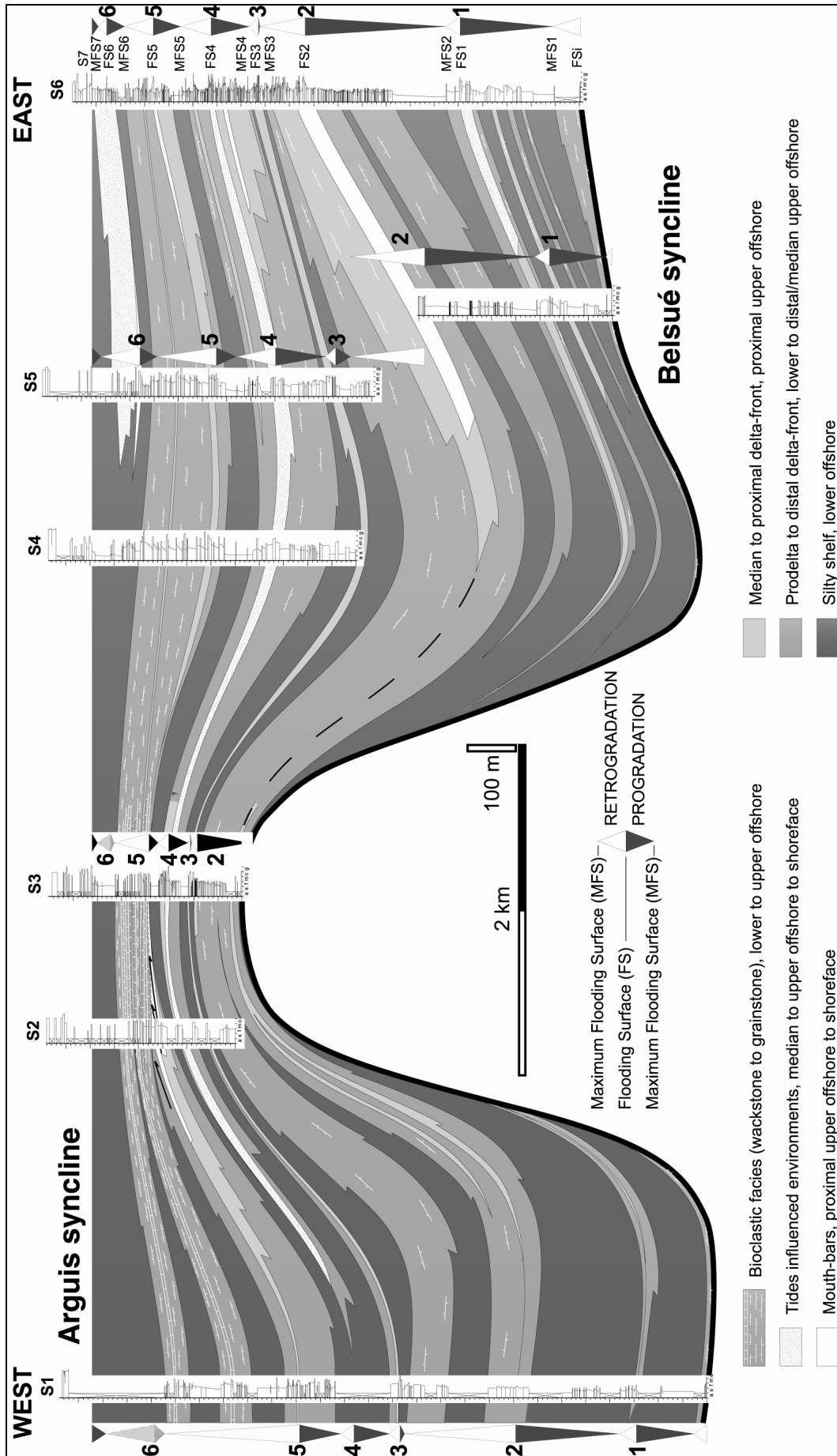


Figure 2 :

East-West cross-section of the Pico del Aguila anticline showing large-scale sequence-stratigraphic framework (cycles 1 to 6) and facies (modified from [5]). The parasequences grossly represent the small-scale lithology variations on the sedimentologic vertical cross-sections.

Coupe Est-Ouest de l'anticlinal du Pico del Aguila montrant l'architecture séquentielle générale (cycles 1 à 6) et les faciès (modifiée d'après [5]). Les parasequences représentent grossièrement les variations de lithologie à petite échelle sur les coupes sédimentologiques verticales.

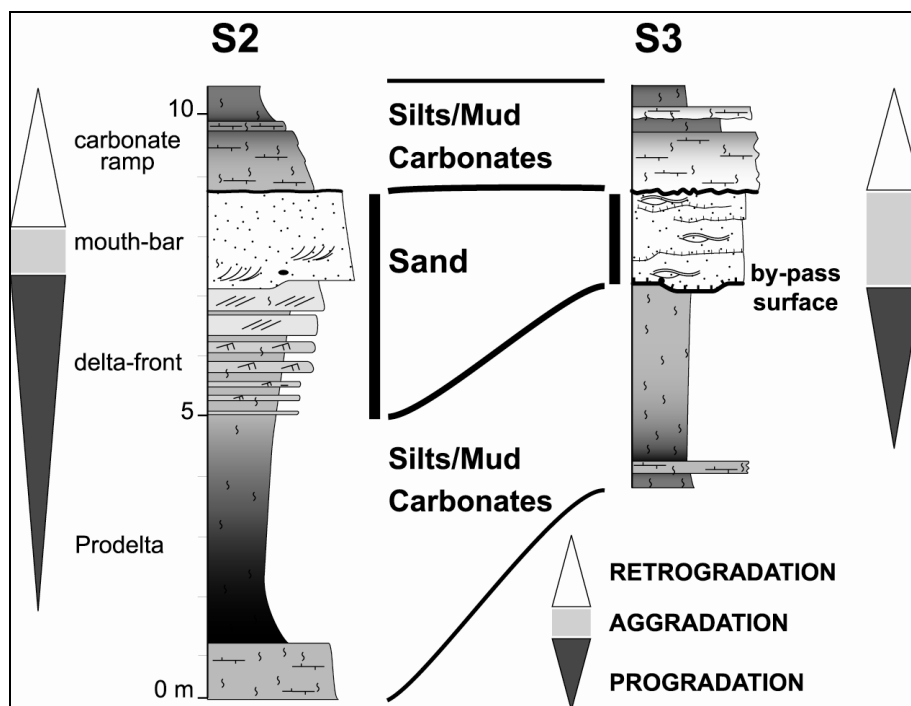


Figure 3 :

Illustration showing the variable expression of a parasequence between the hinge of the anticline (S3) and the western flank (S2) during cycle 5. Sandy facies of end-progradation/aggradation phase are thickened toward the syncline, whereas marls and carbonates of early-progradation/retrogradation phase are nearly of equal thickness across the fold.

Illustration mettant en évidence l'expression variable d'un exemple de parasequence entre le sommet de l'anticlinal (S3) et son flanc ouest (S2), pendant le cycle 5. Les faciès les plus sableux de fin de progradation/aggradation s'épaississent vers le synclinal, alors que les faciès marneux et les carbonates gardent une épaisseur égale sur toute la structure.

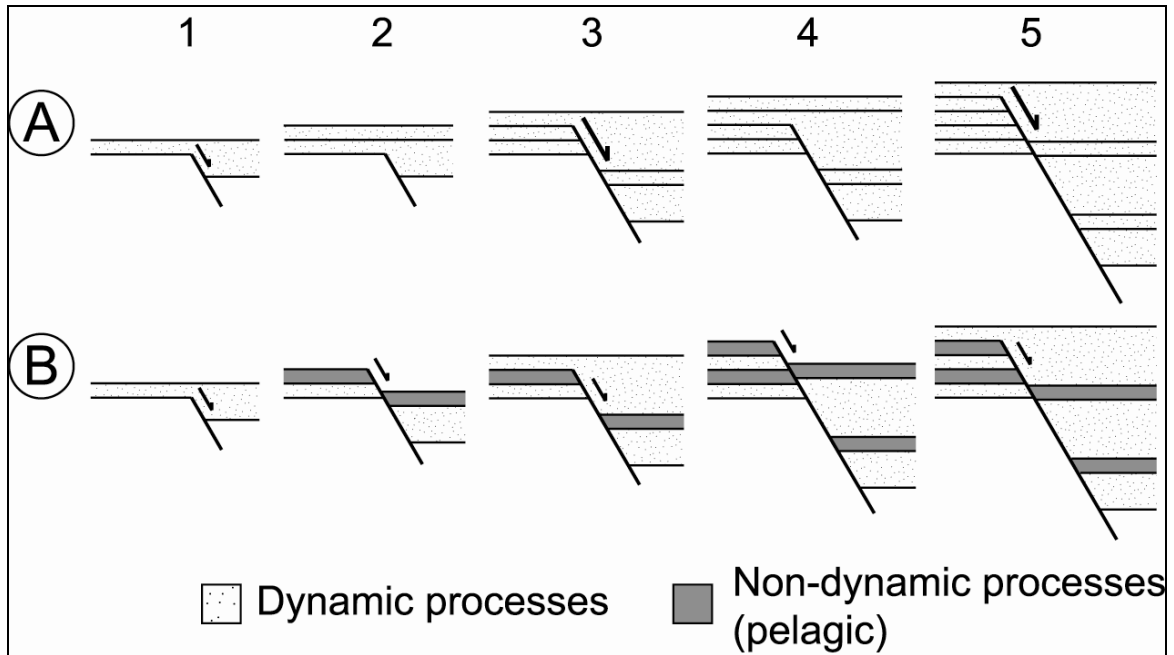


Figure 4 :

Sketch illustrating the two opposed end-members hypotheses discussed in this work: both lead to the same final growth strata pattern. A) Discontinuous deformation and “fill-to-the-top” sedimentation. Fault growth occurs only during intervals 0-1, 2-3, and 4-5. Sedimentation always fill-up topography. B) Continuous deformation and variable sedimentation. The fault is always active, but topography is alternatively filled-up and draped by dynamic and non-dynamic processes respectively.

Schéma illustrant l'opposition entre les deux hypothèses discutées dans cette étude : elles aboutissent toutes les deux à la même configuration finale. A) déformation discontinue et sédimentation « fill-to-the-top ». La croissance de la faille n'a lieu que pendant les intervalles 0-1, 2-3, et 4-5. La sédimentation comble toujours la topographie. B) Déformation continue et sédimentation variable. La faille est toujours active, mais la topographie est alternativement comblée et drapée par des processus respectivement dynamiques et non-dynamiques.

**Chapitre 10 : Using T-Z plots as a graphical method to infer
lithological variations from growth strata**

(Ce chapitre fait l'objet d'un article soumis à Journal of Structural Geology)

Using T-Z plots as a graphical method to infer lithological variations from growth strata

Sébastien Castelltort*, Stéphane Pochat and Jean Van Den Driessche

Géoscience Rennes, UMR 6118 du CNRS, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes, FRANCE

Abstract

The "T-Z plot" method has been initially developed for the analysis of growth fault kinematics from seismic data. A brief analytical examination of such plots shows that they can provide valuable informations not only about fault activity but also about fault topography evolution. When growth is a continuous process, periods of topography creation and filling are related to non-dynamic (draping) and dynamic sedimentation respectively. In this case, the T-Z plot analysis becomes a powerful additional tool to predict, at first sight, major lithological variations on seismic profiles in faulted settings.

Keywords

Growth fault, growth strata, fault topography, fault kinematics, net-to-gross ratio.

* corresponding author. Fax : +33-2-23-23-61-00

E-mail address: sebastien.castelltort@univ-rennes1.fr

1. Introduction

The analysis of syntectonic strata (growth strata) is widely used to infer the kinematics of growth structures (fold and faults) at various degrees of resolution. The graphical method called “T-Z plot” initially developed for the seismic analysis of growth structures consists in plotting, for each horizon, the stratigraphic (vertical) throw of the considered marker versus its depth (Bischke 1994, Tearpock & Bischke 1991).

This method can be used to constrain the slip history of growth faults by always assuming a “fill-to-the-top” sedimentation (i.e., sedimentation always fill-up fault-induced topography) (e.g., Cartwright et al. 1998, Mansfield & Cartwright 1996)

However, several studies have evidenced sedimentation disturbances induced by fold- and fault topographies on the sea floor, which means that the “fill-to-the-top” assumption is not always valid (e.g. Anderson et al. 2000, Bornhauser 1959, Edwards 1976, Hodgetts et al. 2001, Hooper et al. 2002, Morris et al. 1998, Ravnas & Steel 1997, Shaw et al. 1999, Soreghan et al. 1999, Thornburg et al. 1990).

This paper is a brief study of the significance of T-Z plots for both opposed end-members: (1) a “fill-to-the-top” sedimentation with variable slip rate, and (2) a more general model that combines variable displacement and occurrence of topographies.

The implications of both models are examined and lead us to propose T-Z plots as a graphical tool to infer the lithologies of growth strata from subsurface data.

2. Construction and interpretation of T-Z plots

Let us consider the case of a normal growth fault in which n stratigraphic horizons can be correlated across the fault (Fig.1a). In the following, the younger horizon at $i=0$ is the first post-faulting stratigraphic surface, and the older $i=n$ is the younger pre-faulting horizon (i.e. the older faulted surface) (Fig.1a).

If palaeotopography and the age of each horizon are known, fault slip rates and topography evolution are known directly. However, in the absence of such data, which is generally the case, only the growth strata thicknesses can provide informations about fault kinematics.

The construction of the corresponding T-Z plot (Fig. 1b) consists in plotting the vertical throw T_i of each horizon versus the associated depth Z_i in the hanging-wall.

The problem is to interpret the slope variations which occur on the T-Z plot.

In the general case, the throw contains the displacement and the pre-existing topography (if any) (Fig. 2). Therefore, the expression of the throw T_i on the first increment of deposition (interval $[i; i-1]$) after time i (Fig. 2) is:

$$T_i = d_i + e_i \quad (1)$$

where d_i is the vertical displacement on the fault between i and $i-1$, and e_i is the topography at time i (Fig. 2). All the subsequent increase in throw is only due to the displacement on the fault, and the expression of the final throw T_i^0 of horizon i at instant 0 is:

$$T_i^0 = \sum_i^0 d_i + e_i \quad (2)$$

where $\sum_i^0 d_i$ represents the total displacement due to fault growth from time i up to the end of fault activity (time 0).

If no data on palaeotopography at each instant is available, two end-members models can be considered in order to interpret the T-Z plots: (1) the “fill-to-the-top” model, and (2) the variable displacement/topography model.

2.1. The fill-to-the-top model

In some cases, the sedimentation can be considered as always filling-up fault-induced topography, which is known as the “fill-to-the-top model” (e.g. Gawthorpe et al. 2000, Masferro et al. 2002). In such cases, the topography at each instant is zero ($e_i = 0 \forall i$, cf. Fig. 3). Therefore, removing topography from Eq. (2) gives the expression of the final throw and throw variations in the fill-to-the-top model :

$$T_i = d_i + Sh_i + Sf_i \quad (3)$$

$$T_i^0 = \sum_i^0 d_i \quad (4)$$

$$T_i - T_{i-1} = \sum_i^0 d_i - \sum_{i-1}^0 d_i \quad (5)$$

The slope Z_i on each interval (Fig. 1b) is then given by:

$$Z_i = \frac{T_i - T_{i-1}}{Z_i - Z_{i-1}} = \frac{d_i}{Sh_i} \quad (6)$$

where Sh_i is the thickness of sediments deposited between i and $i-1$ in the hanging-wall. Then as long as time is not known and only thicknesses are available, the slope only indicates the slip rate relative to the sedimentation rate on each interval:

$$s_i = \frac{d_i/t_i}{Sh_i/t_i} \quad (7)$$

where t_i is the duration of interval $[i; i-1]$. In other words even if sedimentation rate exceeds the vertical component of displacement (i.e. fill-to-the-top model), the slope variations on the T-Z plot cannot be linked in a straightforward way to fault activity. For example, Eq. (7) shows that with a constant displacement rate, variations in the sedimentation rate only, will induce slope variations on the T-Z plot.

Therefore, while throw variations give the absolute magnitude of vertical displacement (Fig. 1b) and can be interpreted as such, the slope variations should be interpreted carefully unless time is known, by taking into consideration the variations of thickness.

Also, the slope can be expressed in terms of strata thickness variation by using Eq (3) and (5) which give $T_i = T_{i+1} = Sh_i = Sf_i$ (Fig. 1a and 3):

$$s_i = \frac{T_i - T_{i+1}}{Z_i - Z_{i+1}} = \frac{Sh_i - Sf_i}{Sh_i} = 1 - EI^{-1} \quad (8)$$

with $EI = \frac{Sh_i}{Sf_i}$ is the Expansion Index defined by Thorsen (1963).

In this way, the additional information displayed by T-Z plots, that lacks in the expansion index method of Thorsen (1963) is the absolute magnitude of vertical displacement on fault (Cartwright et al. 1998).

However, intervals of zero slope (i.e. intervals with no throw variation) necessarily indicate periods of fault inactivity in the fill-to-the-top model, i.e. expansion indexes of 1. This has been used, for example, in the analysis of a set of normal growth faults from the Gulf of Mexico to put forward their polycyclic activity (Cartwright et al. 1998).

Similarly a negative slope would imply a negative displacement, i.e. an inversion of the movement on the fault. In an alternative explanation, Mansfield & Cartwright (1996) proposed that negative slope may be associated with overlap and linkage processes due to fault propagation.

2.2. The variable displacement/topography model

As mentioned above, several studies have evidenced the presence of fault- or fold-induced topographies in currently active settings or for fossilized growth structures. Also, it is known that pelagic sedimentation can drape topography and leave equivalent sediment thicknesses in the hanging-wall and on the footwall (Cartwright et al. 1998). In such cases, the topography e_i at each instant can be different from zero (Fig. 2), and can not be further neglected. It follows that throw

variations do no longer represent only displacement but a combination of displacement and topography as shown by Eq. (2).

We propose here to conciliate both the fill-to-the-top model and the occurrence of fault-induced topographies.

The general expression of slope on any interval $[i; i-1]$ from Eq.(1) is:

$$s_i = \frac{T_i - T_{i-1}}{Sh_i} + \frac{\sum_{n=0}^{i-1} d_n - \sum_{n=0}^{i-1} e_n}{Sh_i} \quad (9)$$

$$s_i = \frac{d_i - e_i}{Sh_i} \quad (10)$$

where e_i is the variation of topography between i and $i-1$ (i.e., $e_i = e_i - e_{i-1}$) (Fig. 1b and 2b).

For a constant displacement d_i , the slope increases when topography diminishes from i to $i-1$. As a consequence, on a T-Z plot, the points $[T_i; Z_i]$ which follow the stronger slopes may be interpreted with confidence as representing low to zero topography. By contrast, between two of such points, the other points follow lower or even negative slopes and result from the creation of topography.

Moreover, the first ($i=0$) and the last ($i=n$) points of the T-Z plots do not record any topography. Indeed, there is no reason that a topography exists before faulting occurred ($i=n$). Also, the last horizon ($i=0$) represents the first post-faulting horizon, i.e. which is not deformed and may be horizontal.

Therefore, on any T-Z plots, m segments between the points of assumed low topography can be drawn, starting from $j=0$, at the origin of the T-Z plot, to $j=m$ (for the older horizon) (Fig. 4). The slope of each of these segment represents the mean displacement rate relative to the sedimentation rate on the considered interval, and the deviations of the T-Z curve with respect to these segments represent creation of fault-induced topography (shadowed areas on Fig. 4).

In this way, a fill-to-the-top sedimentation is implicitly assumed to work at the resolution of the chosen segments, and topographies occur at a higher frequency due to sedimentation changes. The only condition to respect when choosing intervals of steady growth is that there should be no point $[T_i; Z_i]$ of any interval $[j; j-1]$ situated below the corresponding segment j . Indeed, such a situation would imply a negative topography at time of deposition of horizon i (i.e., horizon i topographically higher in the hanging-wall than on the footwall), which would be unlikely.

The expression of the throw T_i of each horizon i in any interval $[j; j-1]$ becomes:

$$T_i = T_{j-1} + \frac{T_j - T_{j-1}}{Z_j - Z_{j-1}} (Z_i - Z_{j-1}) + e_i \quad (11)$$

$$T_i = T_{j-1} + \frac{T_j - T_{j-1}}{Z_j - Z_{j-1}} (Z_i - Z_{j-1}) + e_i \quad (12)$$

where θ_j is the slope of the segment j , and represents the mean displacement rate (relative to the mean sedimentation rate) on this interval. With this method, the T-Z contains the magnitude of the displacement on the fault at the segment resolution (intervals j), and the evolution of topography at each instant i by the deviation of the curve from the segments. Segments should be chosen, by comparison with well log data, as the scale at which slope variations on the T-Z plot can no longer be associated to lithological changes. More important than the magnitudes which are function of the chosen segments, the T-Z plot used in this way provides the relative evolution of fault-induced topography which is possibly linked to sedimentation evolution.

3. Conclusion

Both end-members models lead to fundamentally different interpretations. In the fill-to-the-top model, the slope variations on a T-Z plot are associated to displacement variations on the fault.

Therefore, in the fill-to-the-top model, there is *a priori* neither lithological nor sediment flux variations, which implies that sedimentation be always dynamic with a constant rate of deposition. On the contrary, in the variable displacement / topography model, the slope variations are interpreted as topography creation or filling linked to sediment flux variations superimposed on a constant displacement signal over given time steps. These sediment flux variations are likely linked to changes in sedimentation dynamics and lithology. For example, pelagic type sedimentation will leave equivalent thicknesses across a fault and therefore induce the creation of a topography during fault activity. Inversely, dynamic sedimentation (sands) will more likely tend to fill fault-induced topographies.

An obvious way to choose between the two models is to compare T-Z plots with sedimentary well logs data. If no major lithological variation is observed, then T-Z slope variations are rather related to variable fault activity. However, if slope variations can be correlated with lithological variations, then the T-Z plot may indicate sedimentation changes. In this way, it can be proposed as an additional tool, in particular in petroleum geology, for the prediction of growth strata lithologies and the correlation of sand-shale successions (net-to-gross ratio) inside a basin and across growth structures where well log data are not available.

References

- Anderson, J. E., Cartwright, J., Drysdall, S. J. & Vivian, N. 2000. Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology* **17**, 1165-1203.
- Bischke, R. E. 1994. Interpreting sedimentary growth structures from well log and seismic data (with examples). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**(6), 873-892.
- Bornhauser, M. 1959. Depositional and structural history of Northwest Hartburg Field, Newton County, Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **44**(4), 458-470.
- Cartwright, J., Bouroullec, R., James, D. & Johnson, H. 1998. Polycyclic motion history of some Gulf Coast growth faults from high-resolution displacement analysis. *Geology* **26**(9), 819-822.
- Edwards, M. B. 1976. Growth faults in Upper Triassic deltaic sediments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **60**(3), 341-355.
- Gawthorpe, R. L., Hall, M., Sharp, I. & Dreyer, T. 2000. Tectonically enhanced forced regressions: examples from growth folds in extensional and compressional settings, the Miocene of the Suez rift and the Eocene of the Pyrenees. In: *Sedimentary Responses to Forced Regressions* (edited by Hunt, D. & Gawthorpe, R. L.). *Geological Society [London] Special Publications* **172**, 177-191.
- Hodgetts, D., Imber, J., Childs, C., Flint, S., Howell, J., Kavanagh, J., Nell, P. & Walsh, J. 2001. Sequence stratigraphic responses to shoreline-perpendicular growth faulting in shallow marine reservoirs of the Champion field, offshore Brunei Darussalam, South China Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **85**(3), 433-457.
- Hooper, J. R., Fitzsimmons, R. J., Grant, N. & Vendeville, B. C. 2002. The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, West Africa. *Journal of Structural Geology* **24**, 847-859.
- Mansfield, C. S. & Cartwright, J. A. 1996. High resolution displacement mapping from 3-D seismic data. *Journal of Structural Geology* **18**, 249-263.
- Masferro, J. L., Bulnes, M., Poblet, J. & Eberli, G. P. 2002. Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology* **146**, 11-24.
- Morris, S. A., Alexander, J., Kenyon, N. H. & Limonov, A. F. 1998. Turbidites around an active fault scarp on the Lower Valencia Fan, northwest Mediterranean. *Geo-Marine Letters* **18**, 165-171.

- Ravnas, R. & Steel, R. J. 1997. Contrasting styles of Late Jurassic syn-rift turbidite sedimentation : a comparative study of the Magnus and Oseberg areas, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology* **14**(4), 417-449.
- Shaw, J. H., Novoa, E. & Connors, C. D. 1999. Structural controls on growth stratigraphy. In: *Thrust Tectonics* (edited by McClay, K.), London, 80-82.
- Soreghan, M. J., Scholz, C. A. & Wells, J. T. 1999. Coarse-grained, deep-water sedimentation along a border fault margin of Lake Malawi, Africa: Seismic stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 832-846.
- Tearpock, D. & Bischke, R. E. 1991. *Applied Subsurface Geological Mapping*. Prentice-Hall, New-York.
- Thornburg, T. M., Kulm, L. D. & Hussong, D. M. 1990. Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Geological society of America Bulletin* **102**, 1658-1680.
- Thorsen, C. E. 1963. Age of growth faulting in Southeast Louisiana. *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies* **13**, 103-110.

Figure 1 : Principle of T-Z plot construction. A) example of correlated stratigraphic markers across a normal growth fault. B) corresponding T-Z plot.

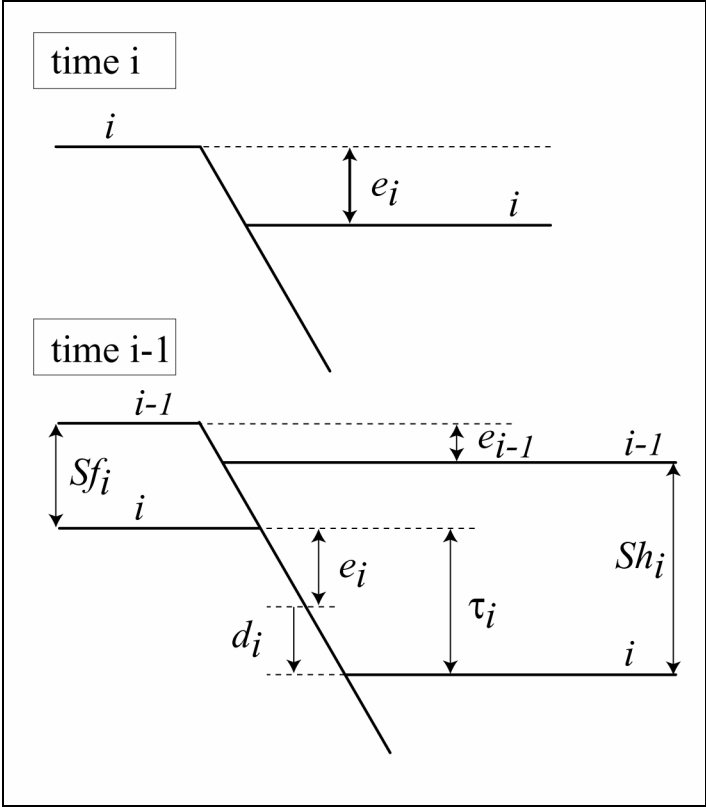


Figure 2 : General relationships between vertical throw (τ_i), displacement (d_i), stratigraphic thicknesses (Sh_i and Sf_i) and fault topography (e_i and e_{i-1}) during one step of fault growth.

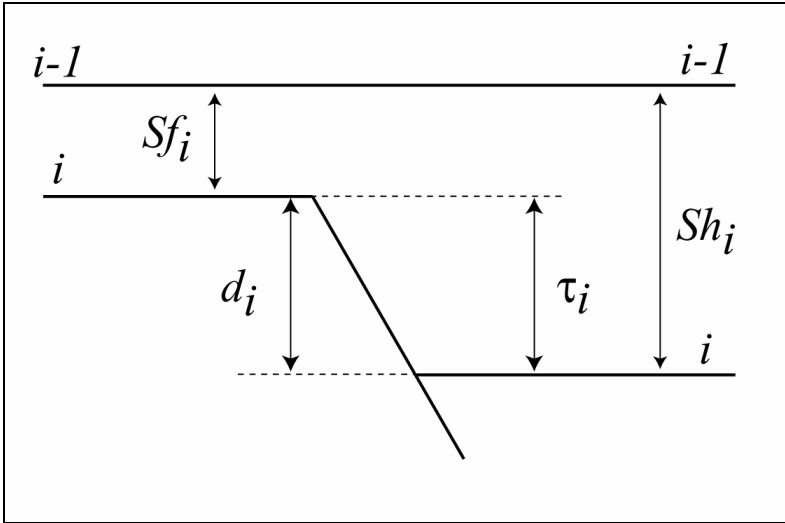


Figure 3 : Relationships between stratigraphic thicknesses, throw and displacement in the “fill-to-the-top” case.

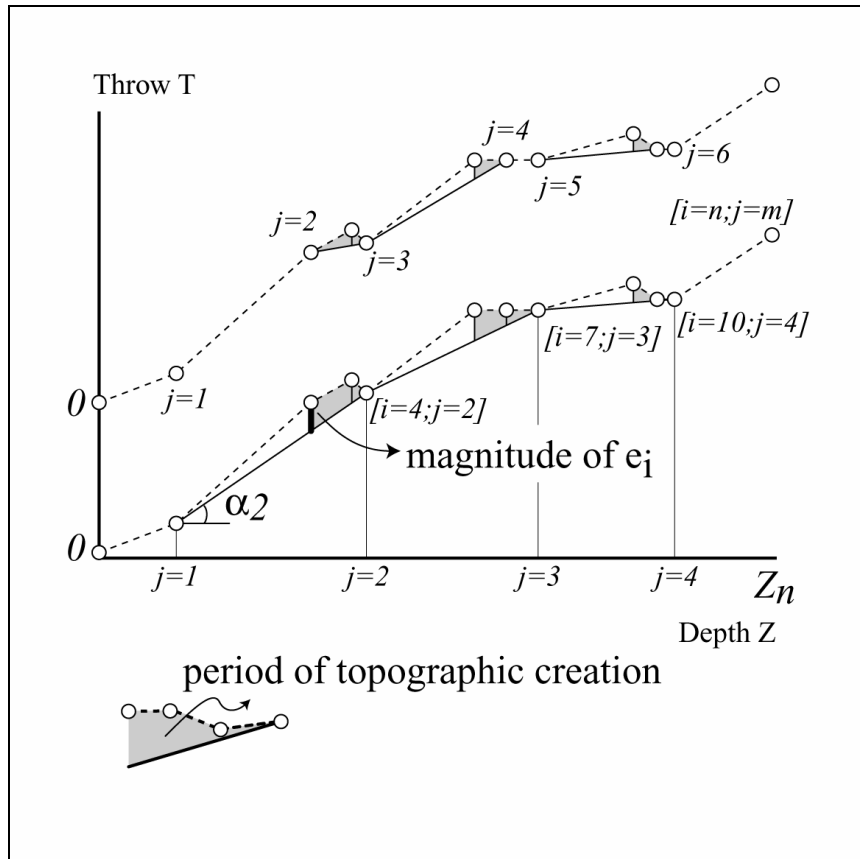


Figure 4 : T-Z plot interpretation of the fault of Fig. 1a in the case of variable displacement/topography model. The segments represent intervals of constant displacement (with $?_j$ the mean displacement rate), and the shadowed areas denote periods of topography creation. The upper and lower two curves represent different choices of segments, which involve different topography magnitudes (see text).

Chapitre 11 : A simple method to determine sand-shale ratios from the seismic analysis of growth faults. Example from late Oligocene to early Miocene Niger delta deposits.

(Ce chapitre fait l'objet d'un article en préparation pour AAPG bulletin)

A simple method to determine sand-shale ratios from the seismic analysis of growth faults. Example from late Oligocene to early Miocene Niger delta deposits.

S. Pochat¹, S. Castelltort¹, J. Van Den Driessche¹, K. Besnard¹ & C. Gumiaux¹

¹ Géosciences Rennes, UMR 6118, Université de Rennes 1, Av. du Général Leclerc, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

Abstract:

Sand-shale ratios are of fundamental importance in oil exploration-production issues. The T-Z plot method is a simple geometric tool which graphically represents growth strata thickness variations in growth-faulted or –folded settings. Although, this method was formerly employed to infer fault kinematics, we propose in this paper to use it as a simple prediction tool of lithological changes from seismic data solely. Our assumption is that, if growth fault is a continuous process, periods of pelagic sedimentation (shales) will be recorded by non-thickened intervals, while periods of dynamically supplied sediments (sands) will better fill-in the topographic lows before sealing the fault. In this case the T-Z plot method can therefore be used to predict sand-shale ratios from even rough seismic data. The method is applied to a growth fault located in the Niger delta, and affects Oligocene to early Miocene deltaic series. Most argillaceous intervals are found with the method, and the sand-shale ratios are also satisfactorily predicted. The method presented therefore can be a valuable tool to aid oil exploration.

1. Introduction

The analysis of growth strata thickness variations has been largely employed to reconstruct the kinematics of growth structures at various degrees of resolution. The graphical method called “T-Z plot” consists in plotting, for each horizon, the vertical throw of a stratigraphic marker versus its depth (Tearpock & Bischke 1991, Bischke 1994). The slope variations of such a plot are due to variation in the degree of thickening of the growth strata towards the hanging-wall.

If sedimentation can be assumed as always filling fault induced topography up to the top (“fill-to-the-top” model), the T-Z plot can then be used to constrain the displacement history of growth faults (e.g. Mansfield & Cartwright 1996, Cartwright *et al.* 1998). Thickening of strata towards the hanging-wall indicates a period of fault growth, while non-thickened intervals are symptomatic of periods of tectonic quiescence (fig. 1A).

However, fault-induced topographies have been widely documented, though often ignored, on the current sea floor and in the ancient deposits through their influence on sedimentary processes in a range of depositional settings (e.g. Bornhauser 1959, Piper & Normark 1983, Petit & Beauchamp 1986, Thornburg *et al.* 1990, Leeder & Jackson 1993, Edwards 1995, Mitchell 1996, Morris *et al.* 1998, Kneller & McCaffrey 1999, Nelson *et al.* 1999, Shaw *et al.* 1999, Soreghan *et al.* 1999, Armentrout *et al.* 2000, Burgess *et al.* 2000, Newell 2000, Bouroullec 2002).

Therefore, the assumption of a fill-to-the-top sedimentation, which is required to interpret growth strata patterns in terms of fault kinematics, is not always justified and precludes fault kinematics to be directly determined from T-Z plots (Childs *et al.* 1993, Castellort *et al.* submitted).

In most depositional settings, as for example in deltaic ones, sedimentation is always made of stratigraphic cycles characterised at first order by the alternance between energetically and non-energetically supplied materials as for example sand-shales alternations respectively (e.g. Damuth 1994, Edwards 1995, Cross & Lessenger 1998, Soreghan *et al.* 1999). These various processes can react in a different way to differential subsidence due to growth faulting: non-dynamic (pelagic) sedimentation is distributed homogeneously across faults (Lowrie 1986, Cartwright *et al.* 1998) without being diffused into topographic lows on time scales of 10’s to 100’s ka (Mitchell 1996, Webb & Jordan 2001), whereas dynamic sedimentation fills-in the lows before and then seal topographies.

In this way, Castellort *et al.* (submitted) have proposed that, if fault displacement can be assumed as a continuous process, the slope variations on a T-Z plot may be interpreted as fault-

induced topography variations (fig. 1B). Further, these fault topography variations can then be related to lithological changes as in the case of alternating sand and shale sedimentation. The T-Z plot method therefore can be applied as a tool to predict lithological variations on seismic profiles.

In this paper, our aim is to test the application of the T-Z plot method for the prediction of lithological changes and sand-shale ratios from seismic. The case studied is a growth normal fault located in the Niger delta.

2. Geological setting.

The Niger delta develops within the Gulf of Guinea on a surface of about 140 000 km² for a sediment thickness of about 12 km. This siliciclastic system begin to prograde across the pre-existing continental slope into the deep sea during the Late Eocene (Burke 1972) and is still active today. The stratigraphy of the Niger delta can be divided into three major transgressive units of Paleocene, Oligocene and recent ages respectively. (Short & Stauble 1967) (fig.3).

The lowermost formation of Akata (fig.3) includes 6500 m of marine clays with silty and sandy interbeds (Whiteman 1982).

The intermediate formation of Agbada (fig.3) is characterised by paralic to marine/coastal and fluvial/marine deposits mainly composed of sandstones and shale organized into coarsening “off-lap cycles”.

The uppermost unit, the Benin formation comprise continental / fluvial sands, gravel and back swamp deposits (2500 m thick) (fig.3).

The continental margin off the Niger Delta is undergoing deformation by gravity tectonism (fig.3) caused by a rapid but stepwise fashion seaward sediment progradation under a strong thickness of shale deposit (Akata formation) (Evamy *et al.* 1978). This formation is over pressured (Merki 1972) and act as a mobile substrate (fig.3) , similar to natural evaporates deforming in response to deltaic progradation and sedimentary loading (Doust 1990, Doust & Omatsola 1990).

Consequently in the delta top the sedimentation was concentrated in numerous arcuate depobelts (fig.2) bounded by large-scale regional and counter-regional growth faults (Doust 1990, Doust & Omatsola 1990, Cohen & McClay 1996) (fig.3). The activity of each depobelt progresses in time and space towards the SSW direction in relation to the stepwise fashion alluvial progradation facilitated by large-scale withdrawal and forward movement of the underlying shale (Doust 1990, Doust & Omatsola 1990). The outer shelf and the upper slope of the Niger Delta are characterized by the evolution from an extensional (fig.3) zone located to a translational zone of diapir and shale ridges which evolved finally to a compressional zone of imbricate toe thrusts beneath the lower slope and rise (Damuth 1994, Cohen & McClay 1996).

3. Local setting

Our measurements were carried out on a NW-SE normal fault with a relatively arched profile (fig.4), and located in the inner shelf of the south-eastern zone of the Greater Ughelli Depobelt (fig.1). This fault affected the deltaic deposits of the Agbada Formation. Four major depositional environments have been recognized in this formation (Vannier & Durand 1994, Schulbaum *et al.* 1996): (1) upper deltaic plain, (2) tidal zone, (3) delta front and (4) pro-delta shales. The delta mainly progrades in a southward direction during Early Oligocene to Late Miocene times in the study area. Our work focuses on a stratigraphic interval composed of 8 regressive-transgressive (R-T) cycles (TFE, unpublished report). Each of those is defined between two maximum flooding surfaces (mfs) representing the deepest deposits and recorded by the most argillaceous intervals. According to the biostratigraphic data provided by TFE (TFE, unpublished report), and in the absence of further constraints, we calibrated the 9 mfs of the studied interval to the Mesozoic-Cenozoic sequence chronostratigraphic chart of Hardenbol *et al.* (1998). With this correlation, the studied series are comprised between 29.8 and 18 Ma, and the cycles range in duration between 0.3 and 3.5 Ma (table 1).

4. Measurement method

The T-Z plot method consists in a first step, starting from a seismic line (fig.5A), to pick accurately the greater number of markers which are correlatable between both sides of a fault (fig.5B). In the present work, 78 markers have been correlated between the footwall and the hanging-wall (fig.6) on the seismic profile of the studied fault.

In a second step, we measured the thickness of each interval defined between two successive markers in the hanging-wall, and the associated vertical throw between both side of the fault (fig.7) for each horizon. Following (White *et al.* 1986, Bischke 1994), the effects of near-fault deformations and artefacts can be minimized by completing measures at a constant distance from the fault, on both sides apart from the damage zone (zone of maximum deformation). This avoids the misinterpretation of local near-fault strata folding and artefacts for true large scale thickness variability. On the other hand, following this procedure may induce an underestimation of the true amplitude of throw and thickness variations.

In a third step, starting from the shallowest non-faulted interval, we plotted the throw of each horizon (Y-axis) against their depth (X-axis) along the fault (computed by summing the thickness of

above associated intervals). Due to the vertical resolution of our seismic data, vertical throw variations of less than 10 ms twt cannot be determined. Thus any variations of vertical throw equal to, or lower than, this threshold will be regarded as negligible.

In such a deltaic setting, the alternation between sands and shale may induce differential compaction. This produces thickness variations between the two fault compartments that do not reflect the initial depositional thickness relationships.

If the fault has a significant vertical throw compared to the total sediment thickness, the differential compaction can be considerable (Hegarty *et al.* 1988, Forbes *et al.* 1991). For instance, in the case of a fault with a 1000 metres throw, footwall strata at 1000 m of depth will be less compacted than their hanging-wall counterparts by about 20 % (Forbes *et al.* 1991).

However, in the present case, the data provided by TFE (TFE, unpublished report) indicate that the differential compaction for each lithology, between the two fault compartments, only reaches about 5% at most. Therefore, the impact of such a variation on the sediment thickness and the vertical throw can thus be neglected because it is below our seismic resolution threshold.

5. T-Z plot analysis

5.1. Construction of a synthetic lithological column from T-Z plot interpretation

The first observed feature of the obtained T-Z plot (fig. 8) is the variation of the vertical throw with depth. Indeed, at first order, the vertical throw encompasses a long-term diminution with time (with decreasing depth, i.e. from right to left on the T-Z plot) from 350 to 0 ms twt, over a sediment thickness of 2000 ms twt (fig. 8). Such a long-term throw-depth relationship is characteristic of syn-depositional faults (growth faults, OCamb (1961)). Also, given that the youngest marker used sealed horizontally the fault, this strongly suggest a long-term damping of the fault displacement rate with time.

The second major feature of this T-Z plot (fig.8) is the presence of recurrent alternations between positive slope sectors and zero slope sectors (linked to intervals of thickness variations below resolution) all along the curve. This feature seems to be an other usual characteristic of growth faults as it has been evidenced in other works (Bischke 1994, Mansfield & Cartwright 1996, Cartwright *et al.* 1998, Bouroullec 2002).

As we presented in the introduction, the existence of these “high-frequency” T-Z plot slope variations is prone to different possible interpretations. The two end-members of these are:

(1) if sedimentation is assumed as always filling-up the fault induced topographies, the alternations reflect variations of fault activity with time. Zero slope segments represent periods of fault inactivity, and positive slope segments represent periods of renewed displacement.

(2) if fault displacement is assumed as a more or less continuous process, i.e. without a periodical activity, the alternations are better associated to alternating periods of creation (zero slope intervals), and filling (positive slope intervals) of fault induced topography (Castelltort et al., submitted).

The idea of this paper is to test the second interpretation with a very simple hypothesis. Indeed, in the case of a continuous displacement model, one reason for the alternance of topography creation and filling periods is the presence of alternatively draping and filling sedimentary processes. These may be basically expressed by an alternance between shales deposited under low-energy settling conditions, and more dynamically supplied sands.

Our available borehole lithological data cover the whole series, but are only well correlated with stratigraphic surfaces on the seismic section on the interval mfs5a to mfs3d. In the following we will therefore focus on this about 11 Ma-long interval (dotted box on figure 8).

On the interval [mfs5a; mfs3d], the T-Z plot shows 15 zero slope and 14 positive slope segments (fig. 9). The positive slope values are strongly variable with amplitudes ranging from 0.2 to 0.7. Also, some positive slopes intervals are sometimes affected by slope variations without necessarily implying a zero slope segment (fig. 9).

From figure 9, a synthetic lithological column (fig. 10A; with Z axis in milliseconds twt) can thus be extracted by assuming that zero slope intervals represent periods of topography creation due to shale deposition, and positive slope segments are linked to topography filling by sands.

5.2. Comparison with borehole data

For the means of comparison, the obtained synthetic lithological column (fig; 10A) has been rescaled in order that its base and top be in correspondence with the ones of the borehole lithological column in the hanging-wall. Although the vertical axis units of both are different, with milliseconds for the synthetic log and metres for the data, the relative positions of stratigraphic surfaces on both columns are similar, except for mfs4a and mfs4b which are slightly deeper on the synthetic log probably due to near fault folding viewable on figure 6. This suggests on the whole a good homogeneity of seismic velocities with depth along this section.

The first observation is that all argillaceous intervals associated with maximum flooding surfaces of the sequence stratigraphic interpretation are correctly predicted by the synthetic column. Also, between those maximum flooding surfaces, a number of argillaceous intervals have been found with the T-Z plot method. However, if some may be reasonably attributed to their counterparts on the borehole column (as 1, 2, and 3), other (as 4, 5 and 6) are more difficult to unambiguously correlate with the borehole ones, and a number of small ones on the borehole have no correspondence on the synthetic column. This may be mainly due to the lower resolution of the T-Z plot (horizons on the right of fig. 10A) compared to the well log resolution.

Secondly, we have compared the sand-shale ratios of the synthetic and real data.

At the scale of the whole series, the sand-shale ratios on both are very close, with 60/40 on the synthetic log and 55/45 on the borehole one.

At the scale of the R-T cycles, the T-Z plot also predicts very well the sand-shale ratios for most cycles, unless C5 and C6, with a maximum error of 15% for R-T cycle C8.

6. Discussion

On the whole, the T-Z plot method allows to satisfactorily predict the position of most argillaceous intervals and sand-shale ratios. However, some deviations to real data may occur as for R-T cycles C5 and C6. There, a more than 200 meters thick interval of shales (“S-body”) has not been detected by the method, and is responsible for the bad estimation of the sand-shale ratios of both cycles. Two explanations can be proposed: (1) the S-body was deposited on the footwall but subsequently eroded (for example by the succeeding sandy event), in this way producing an abnormal hanging-wall thickening of those shales compared to their thickness on the footwall (and thus a positive slope on the T-Z plot), (2) if this body corresponds to a long time interval of shale deposition of more than 100’s ka (cf. Table 1) it could have diffused by creeping down from the footwall to the hanging-wall (Mitchell 1996), or by redistribution of fine particles due to bottom currents, wave or tides action, thus erasing progressively the fault topography in those shales. A third would be that lithology has been erroneously described on the borehole, and that the S-Body corresponds in fact to very higher frequency sand-shale alternations producing an average argillaceous interval.

Also, misfits between the relative positions of some lithological boundaries between both synthetic and real data can arise due to near-fault deformation (even if we tried to correct this effect) or seismic velocities variations (our seismic profile has not been migrated in depth). Eventually, the absence of some small argillaceous intervals of borehole data on the synthetic log underscores the fact that the seismic resolution controls the degree of accuracy of the T-Z plot method.

In conclusion, despite these few anomalies, the characterization of alternations between zero slope segment and positive slope segment on T-Z plot enabled us to determine alternation between fault-induced topographic creation periods and topographic filling periods. These could be then satisfactorily associated with a simple model of sand-shale alternations that predicts well the observed stratigraphy on borehole data. Obviously this needs further testing, and the level of accuracy could easily be increased by, for example, comparing different T-Z plots from a greater number of seismic lines on the same growth fault.

Also, the fact that high-frequency slope variations (< 1 Ma) on the T-Z plot could be associated to lithological changes, further suggests that the fault may have undergone a more or less continuous activity at this scale. This extends to higher frequencies (< 1 Ma) the finding that faults can have a continuous activity over several million years (Nicol *et al.* 1997), and is in agreement with the continuous displacement rate evidenced for crustal faults at 100's ka time scales (e.g. Van der Woerd *et al.* 2000, Tapponnier *et al.* 2001).

References

- Armentrout, J. M., Kanschhat, K. A., Meisling, K. E., Tskama, J. J., Antrim, L. & McConnell, D. R.** 2000. Neogene Turbidite Systems of the Gulf of Guinea Continental Margin Slope, Offshore Nigeria. In: *Fine-grained turbidite systems* (edited by Bouma, A. H. & Stone, C. G.), 93-108.
- Bischke, R. E.** 1994. Interpreting sedimentary growth structures from well log and seismic data (with examples). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**(6), 873-892.
- Bornhauser, M.** 1959. Depositional and structural history of Northwest Hartburg Field, Newton County, Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **44**(4), 458-470.
- Bouroullec, R.** 2002. Growth fault kinematics. Unpublished Ph. D. thesis, Imperial College.
- Burgess, P. M., Flint, S. & Johnson, S.** 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata; An example from Jurassic strat of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* **112**(11), 1650-1666.
- Burke, K. C. B.** 1972. Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* **56**, 1975-1983.
- Cartwright, J. A., Bouroullec, R., James, D. & Johnson, C. S.** 1998. Polycyclic motion history of some Gulf Coast growth fault from high resolution displacement analysis. *Geology* **26**, 819-822.
- Castelltort, S., Pochat, S. & Van Den Driessche, J.** submitted. Using T-Z plots as a graphical method to infer lithological variations from growth strata. *Journal of Structural Geology*.
- Childs, C., Easton, S. J., Vendeville, B., Jackson, M. P. A., Lin, S. T., Walsh, J. J. & Watterson, J.** 1993. Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics* **228**, 313-329.
- Cohen, H. A. & McClay, K. R.** 1996. Niger Delta shale tectonics. *Marine and Petroleum Geology* **11**, 313-328.
- Cross, T. A. & Lessenger, M. A.** 1998. Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: *Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications* (edited by Gradstein, F. M., Sandvik, K. O. & Milton, N. J.). *Norwegian Petroleum Society (NPF) Special Publications* **8**. Elsevier, 171-195.
- Damuth, J. E.** 1994. Neogene gravity tectonics and depositionnal processes on the deep Niger Delta continental margin. *Marine and Petroleum Geology* **11**, 320-346.
- Doust, H.** 1990. Petroleum Geology of the Niger Delta. In: *Classic Petroleum Provinces* (edited by Brooks, J.) **50**. Geological Society Special Publication, 365.

- Doust, H. & Omatsola, E.** 1990. Niger Delta. In: *Divergent/Passive margins Basins* (edited by Edwards, J. D. & Santogrossi, P. A.) **48**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 201-238.
- Edwards, M. B.** 1995. Differential subsidence and preservation potential of a shallow water tertiary sequences, Northern Gulf Coast Basin, USA. *Special Publication of International Association of Sedimentology* **22**, 265-281.
- Evamy, B. D., Haremboure, J., Kamerling, P., Knapp, W., Molloy, F. A. & Rowlands, P. H.** 1978. Hydrocarbon habitat of Tertiary Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **62**, 1-39.
- Forbes, P. L., Ungerer, P. M., Kuhfuss, A. B., Riis, F. & Eggens, S.** 1991. Compositional modeling of petroleum generation and expulsion; trial application to a local mass balance in the Smorbukk Sor Field, Haltenbanken area, Norway. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **75**(5), 873-893.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., DeGraciansky, P. C. & Vail, P. R.** 1998. Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins, Chart 1. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (edited by DeGraciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, T. & Vail, P. R.) **60**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication.
- Hegarty, K. A., Weissel, J. K. & Mutter, J. C.** 1988. Subsidence history of Australia's southern margin: constraints on basin models. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* **72**(5), 615-633.
- Kneller, B. C. & McCaffrey, W. D.** 1999. Depositional effects of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope : deflection, reflection and facies variation. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 980-991.
- Leeder, M. R. & Jackson, J.** 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and Central Greece. *Basin Research* **5**, 79-102.
- Lowrie, A.** 1986. Model for fine-scaled movements associated with climate and sea-level changes along Louisiana shelfbreak growth faults. *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies* **36**, 497-509.
- Mansfield, C. S. & Cartwright, J. A.** 1996. High resolution displacement mapping from 3-D seismic data. *Journal of Structural Geology* **18**, 249-263.
- Merki, P.** 1972. Structural geology of the Cenozoic Niger Delta. In: *African Geology* (edited by Dessauvagie, T. F. J. & Whiteman, A. J.). Ibadan University Press, 635-646.
- Mitchell, N. C.** 1996. Creep in pelagic sediments and potential for morphologic dating of marine fault scarps. *Geophysical Research Letters* **23**, 483-486.

- Morris, S. A., Alexander, J., Kenyon, N. H. & Limonov, A. F.** 1998. Turbidites around an active fault scarp on the Lower Valencia Fan, northwest Mediterranean. *Geo-Marine Letters* **18**, 165-171.
- Nelson, C. H., Karabanov, E. B., Colman, S. M. & Escutia, C.** 1999. Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baïkal, Russia. *Geology* **24**(2), 162-166.
- Newell, A. J.** 2000. Fault activity and sedimentation in a marine rift basin (Upper Jurassic, Wessex basin, UK). *Journal of Geological Society* **157**.
- Nicol, A., Walsh, J. J., Watterson, J. & Underhill, J. R.** 1997. Displacement rates of normal faults. *Nature* **390**, 157-159.
- Ocamb, R. D.** 1961. Growth fault of south Louisiana. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* **11**, 139-175.
- Petit, J. P. & Beauchamp, J.** 1986. Synsedimentary faulting and palaeocurrent patterns in the Triassic sandstones of the High Atlas (Morocco). *Sedimentology* **33**, 817-829.
- Piper, D. J. W. & Normark, W. R.** 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* **30**, 681-694.
- Schulbaum, L., Durand, J. & Rousset, D.** 1996. Traduction des surfaces stratigraphiques et des géométries deltaïques lors du passage de l'échelle puit à l'échelle sismique. *Bulletin Société Géologique de France* **167**(6), 667-683.
- Shaw, J. H., Novoa, E. & Connors, C. D.** 1999. Structural controls on growth stratigraphy. In: *Thrust Tectonics Conference*. McClay, K., Royal Holloway, University of London, 80-82.
- Short, K. C. & Stauble, A. J.** 1967. Outline of geology of Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **51**, 761-779.
- Soreghan, M. J., Scholz, C. A. & Wells, J. T.** 1999. Coarse-grained, deep-water sedimentation along a border fault margin of Lake Malawi, Africa: Seismic stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 832-846.
- Tapponnier, P., Ryerson, F. J., VanDerWoerd, J., Meriaux, A.-S. & Lasserre, C.** 2001. Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *Comptes Rendus. Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre* **333**, 483-494.
- Tearpock, D. & Bischke, R. E.** 1991. *Applied Subsurface Geological Mapping*. Prentice-Hall, New-York.
- Thornburg, T. M., Kulm, L. D. & Hussong, D. M.** 1990. Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* **102**, 1658-1680.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Meriaux, A.-S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Guoguang, Z. & Zhiqin, X.** 2000. Uniform Slip-Rate along the

- Kunlun Fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophys. Res. Lett.* **27**(16), 2353-2356.
- Vannier, F. & Durand, J.** 1994. Stratigraphie haute résolution d'un réservoir miocène du deltas du Niger. *Bulletin Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* **18**(1), 1-18.
- Webb, H. F. & Jordan, T. H.** 2001. Pelagic sedimentation on rough seafloor topography 1. Forward Model. *Journal of Geophysical Research* **106**(B12), 30433-30449.
- White, N. J., Jackson, J. A. & McKenzie, D. P.** 1986. The relationship between the geometry of normal faults and that of the sedimentary layer in the hanging-walls. *Journal of Structural Geology* **8**, 897-909.
- Whiteman, A.** 1982. *Nigeria: its Petroleum Geology, Resources and Potential*. Graham & Trotman, London.

Figures list :

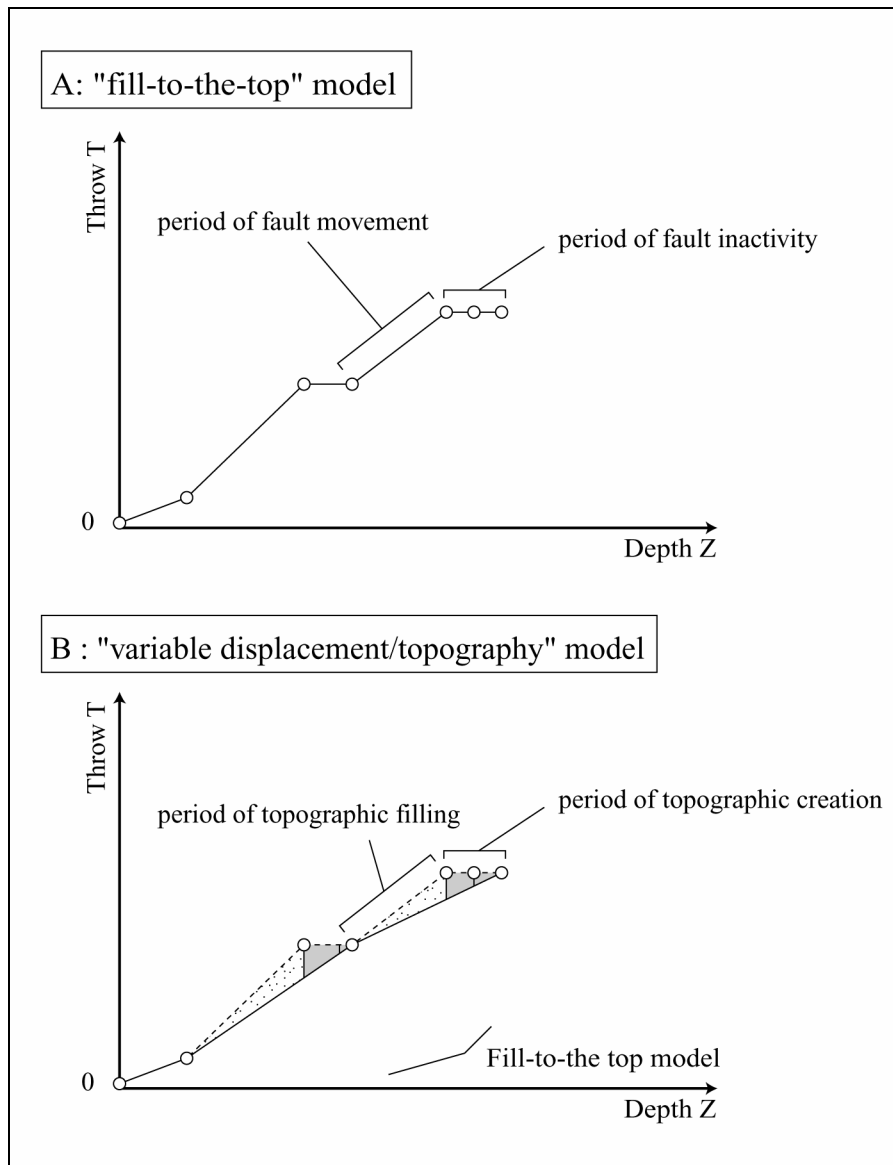


Figure 1

A) Fill-to-the-top model.

Slope variations represent the ratio between fault displacement rate and sedimentation rate. Zero slope segments are symptomatic of fault inactivity periods.

B) Variable displacement/topography model.

Alternations of zero and positive slope segments correspond to alternation of topographic creation and filling periods.

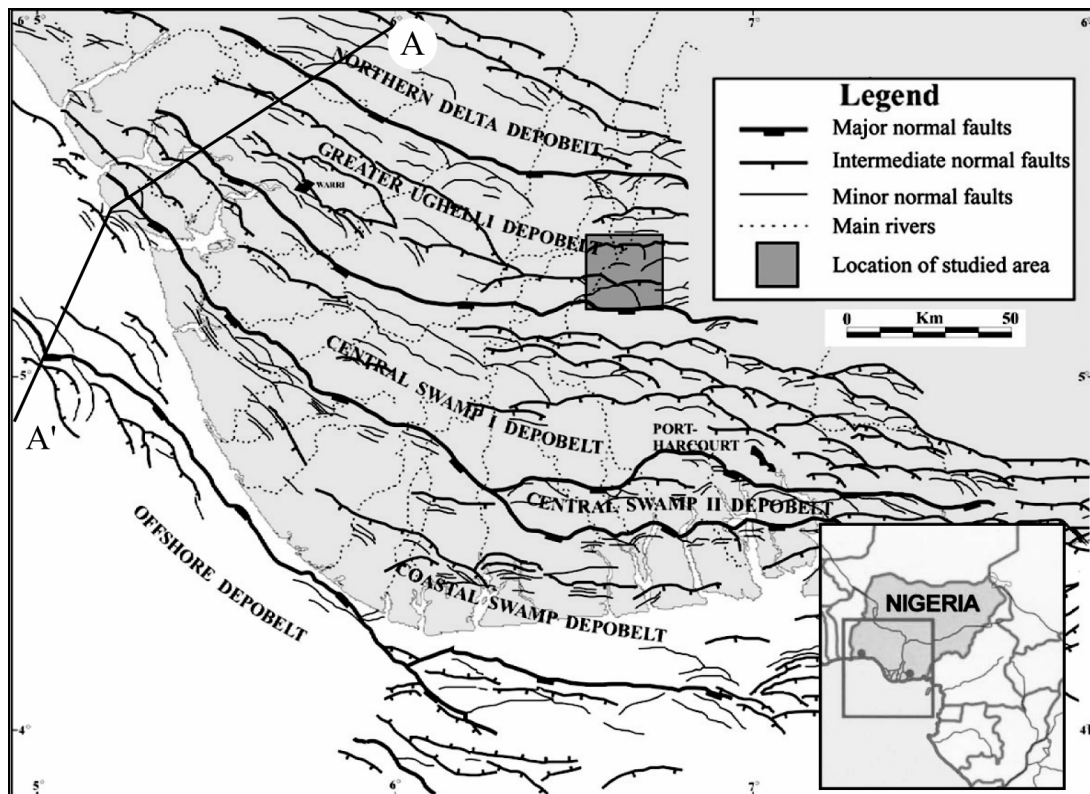


Figure 2 : Regional structural map of the continental part of the Niger delta. The studied growth fault is located in grey area, in the Greater Ughelli depobelt region (modified after Bouroulllec, 2002). The segment A-A' corresponds to a schematic cross-section detailed on figure 3.

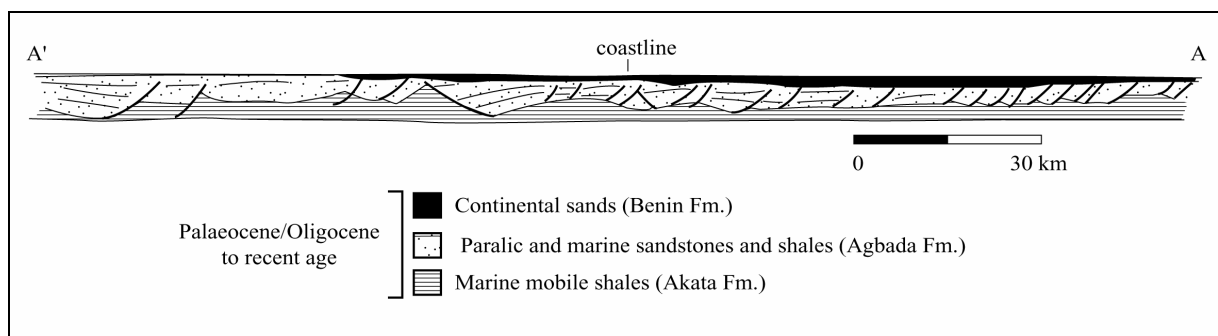


Figure 3 : Schematic NNE-SSW cross-section (A-A' on figure 2) of the extensional part of the Niger Delta (modified after Cohen and McClay, 1996). Because of their gradational contact and their loosely defined age boundaries, the use of the formation names needs to be only informal (Doust and Omotsola, 1990).

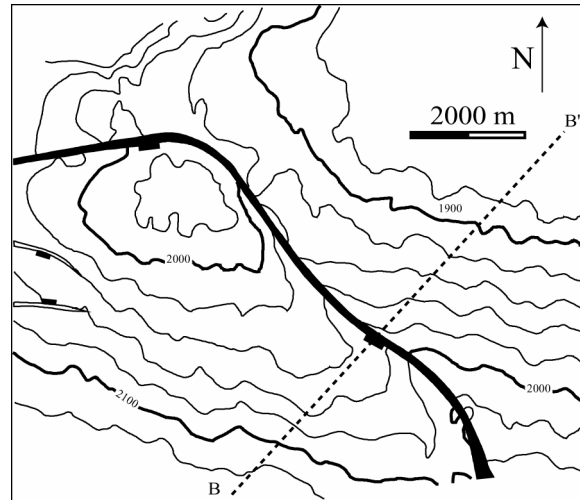


Figure 4 : Map of studied fault (black fill) on horizon 30 (see figure 5), depth is in milliseconds twt. The studied normal fault is oriented NW-SE and shows an arcuate profile. The segments B-B' show the location of the seismic profile presented on figure 5.

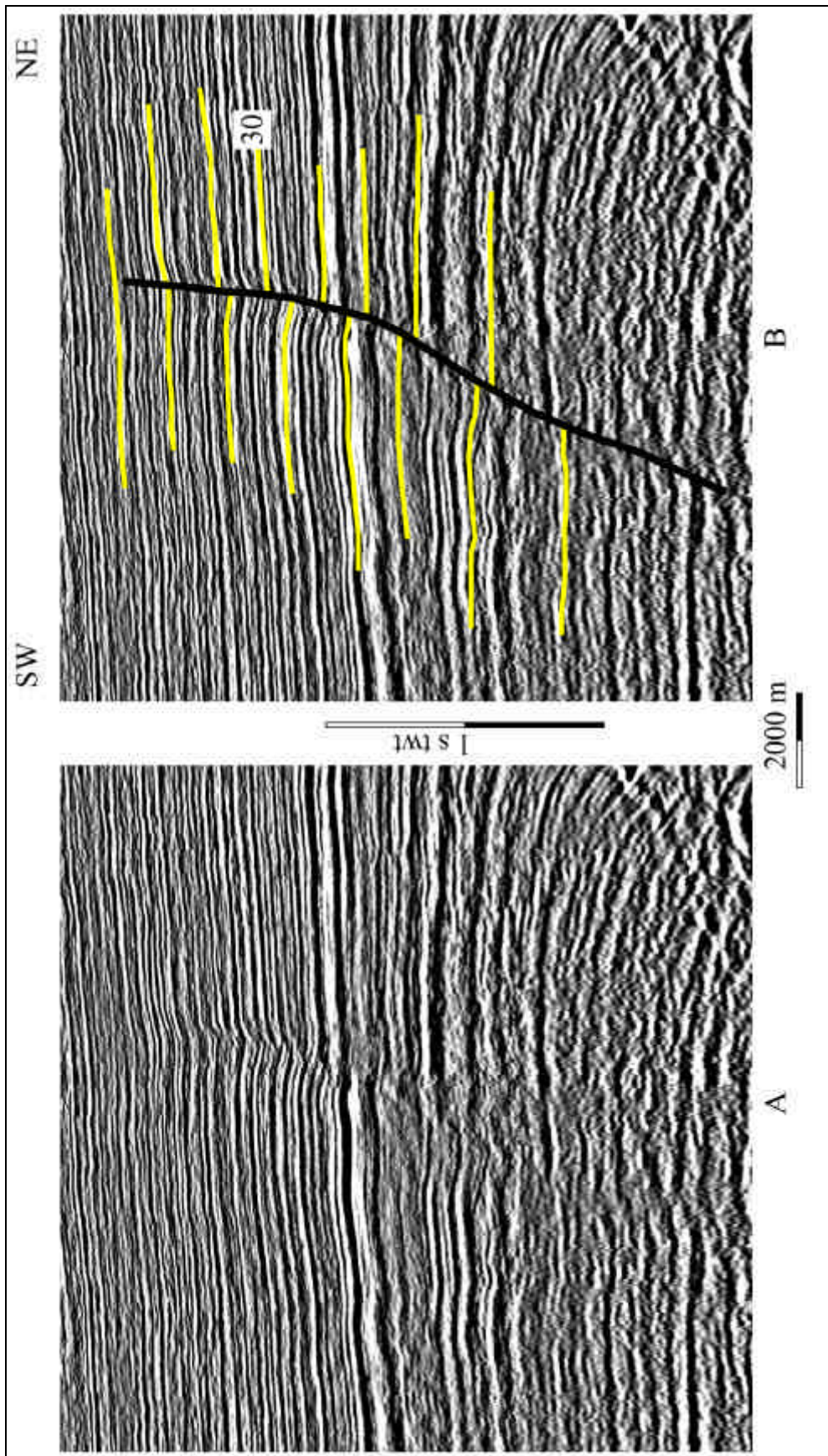


Figure 5 : A) SW-NE seismic line showing NW-SE normal fault. B) Each yellow line correspond to every tens number markers picked for correlation (with marker 30) (see figure 6).

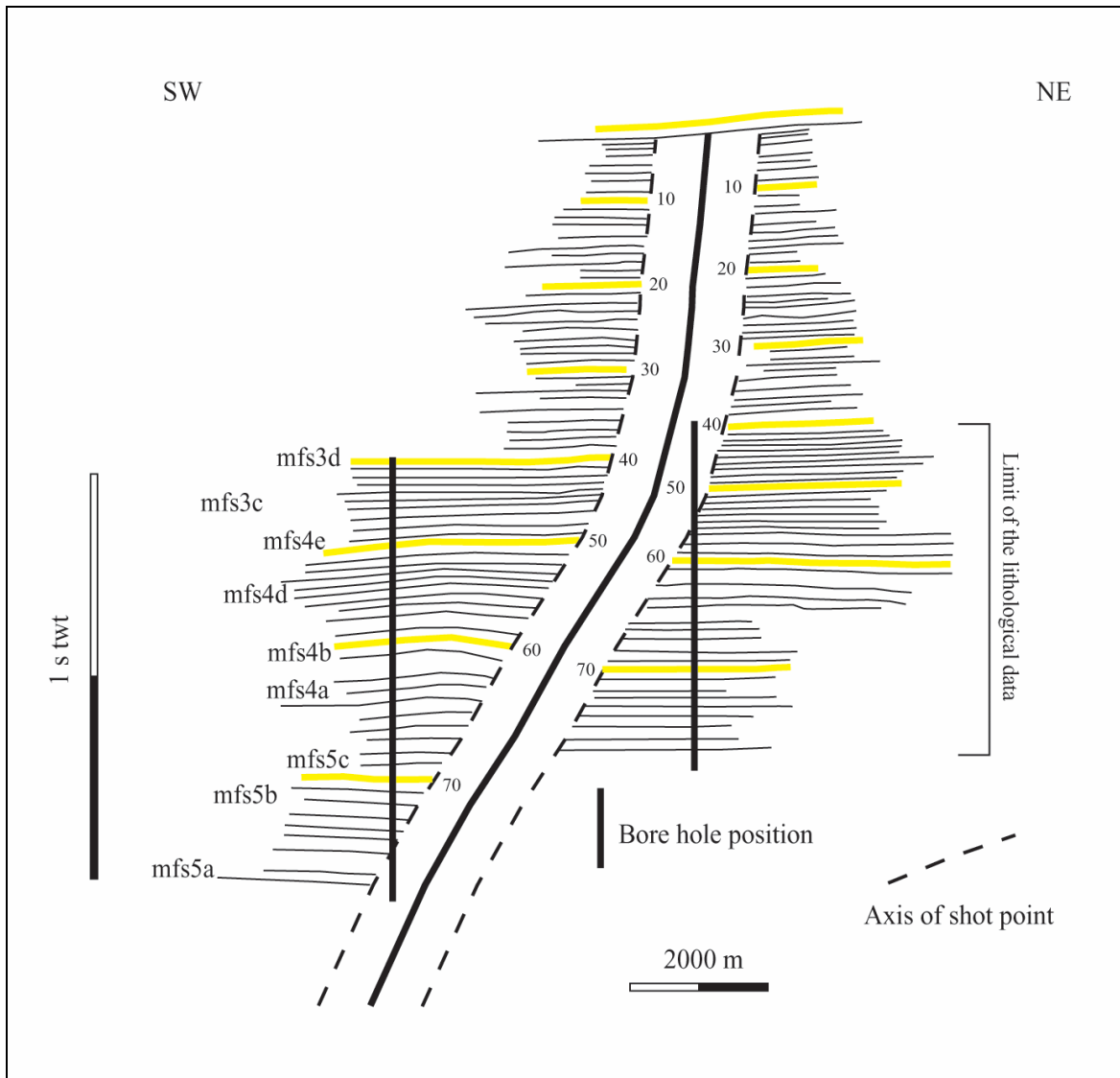


Figure 6 : Line-drawing with all correlatable seismic horizons (78) on both sides of the normal fault. The dotted-lines on both sides of the fault represent the near-fault deformation zone outside which we measured the throw-depth relationships to avoid uncertainties. The black vertical lines represent the relative position of the two boreholes.

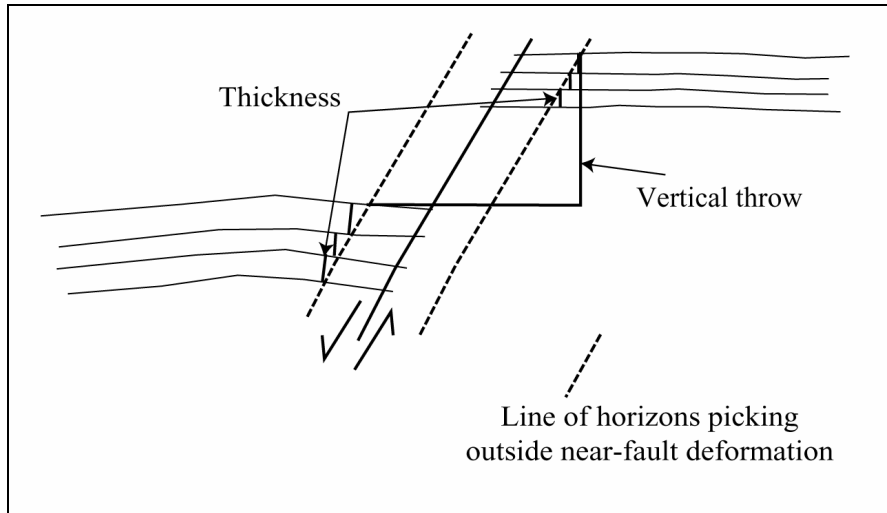


Figure 7 : Diagram illustrating how we chose the thickness of intervals between markers and the vertical throw of each for the construction of the T-Z plot.

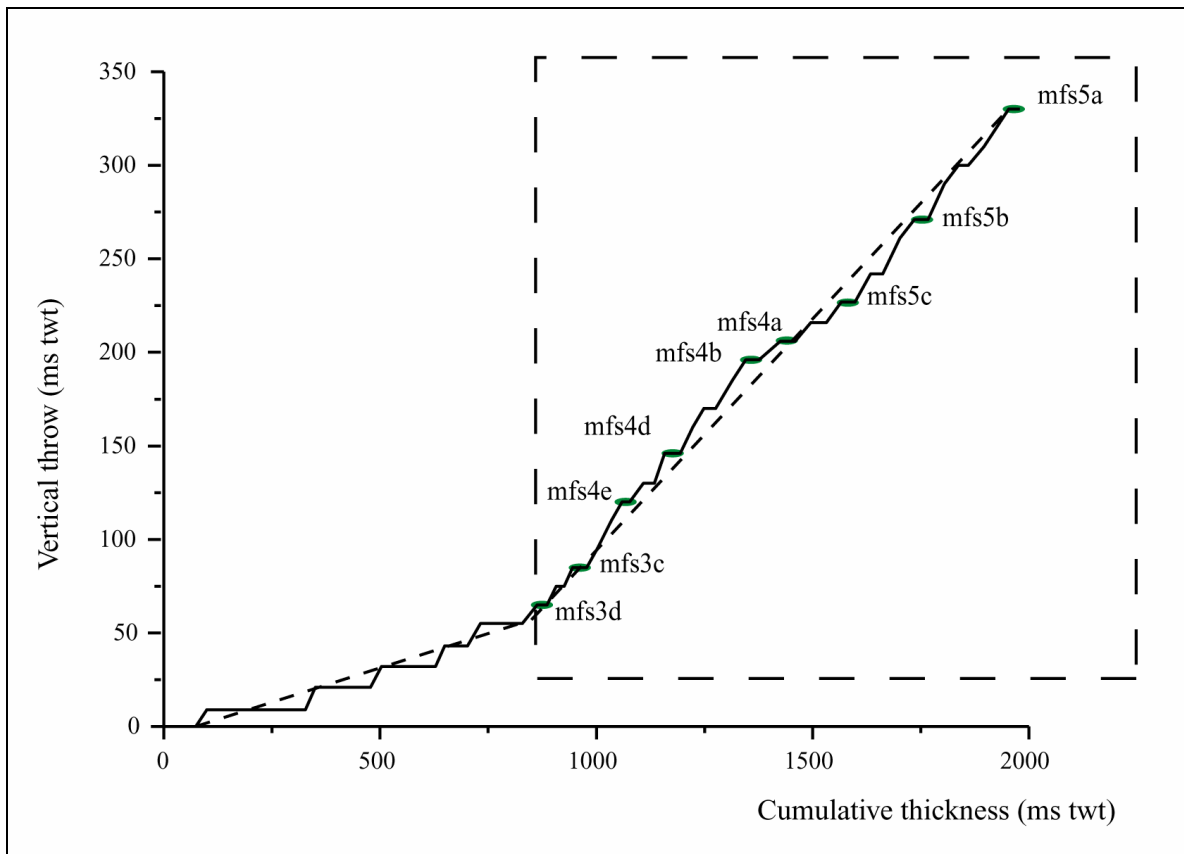


Figure 8: T-Z plot constructed for the studied fault. The vertical throw (Y-axis, milliseconds twt) of each marker is plotted against its depth (X-axis, milliseconds twt) in the hanging-wall. The dotted rectangle represents the interval [mfs5a; mfs3d] covered by borehole data on both sides of the fault, and for which stratigraphic surfaces can be correlated with the seismic profile.

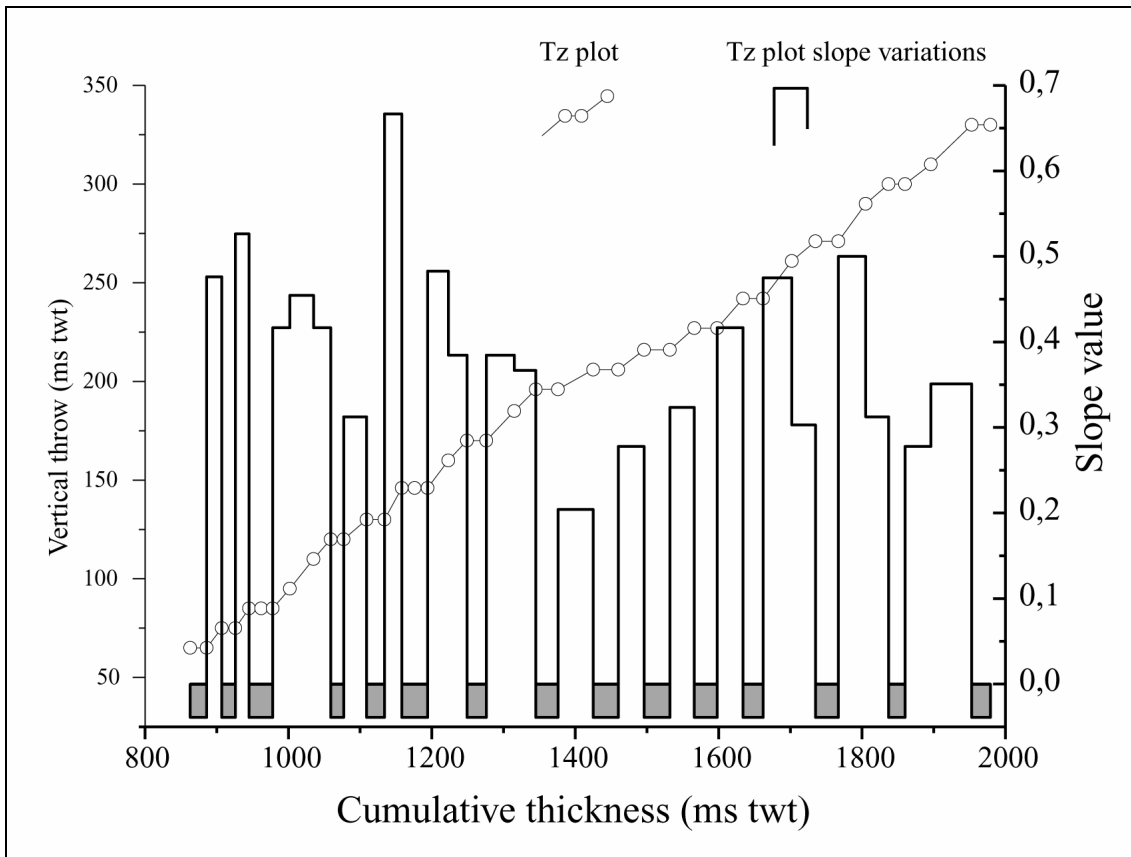


Figure 9 : Diagram showing values of slope on the T-Z plot between each markers on the interval [mfs5a;mfs3d] (dotted rectangle on figure 8). Periods of zero slope (black rectangles) represent periods of topographic creation.

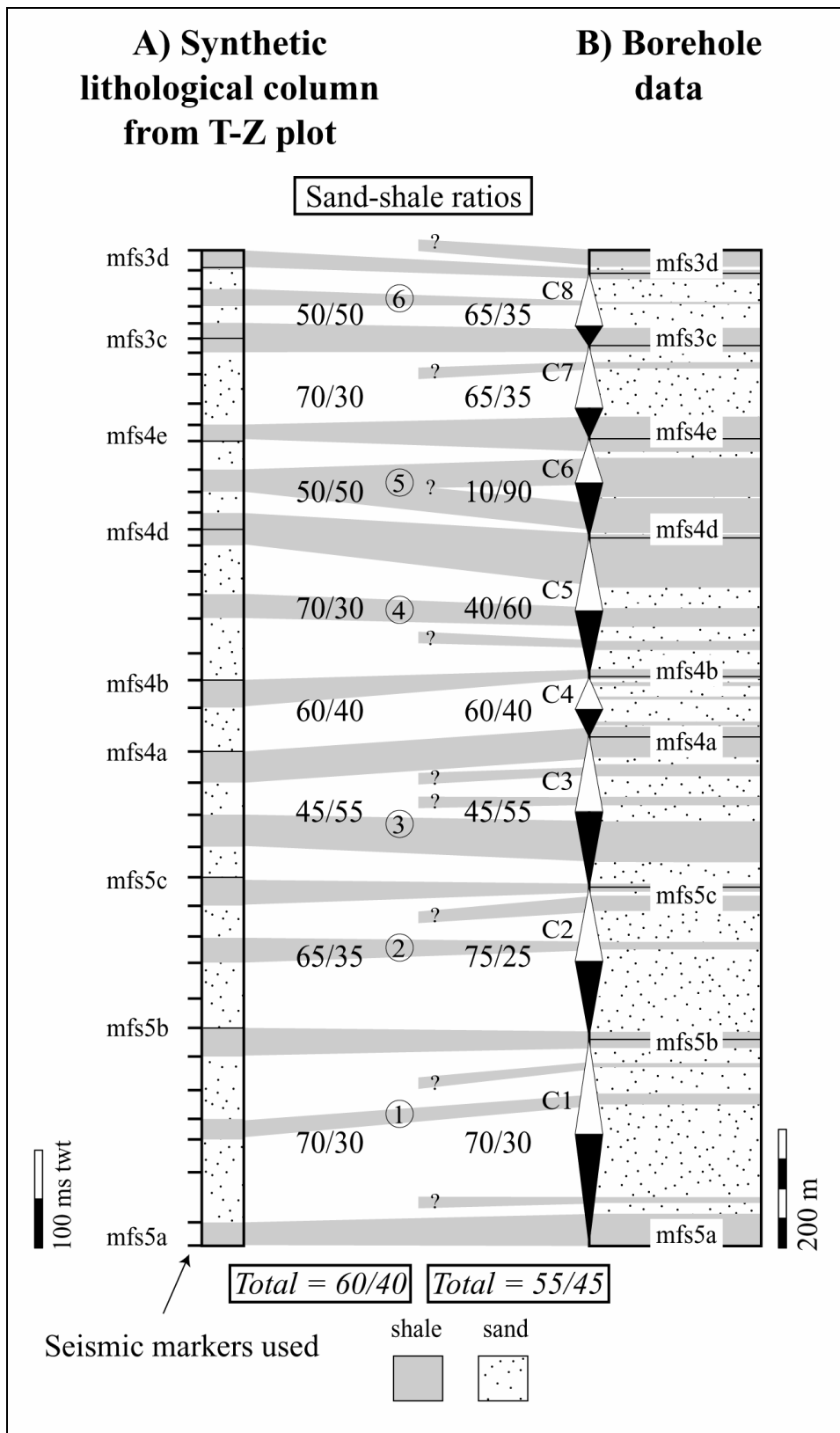


Figure 10 : Comparison of the synthetic lithological column obtained with the T-Z plot (A) and borehole data in the hanging-wall (B).

MFS3d	18-18,3
MFS3c	20,9-21,5
MFS4e	22,9
MFS4d	23,6
MFS4b	24,6-24,8
MFS4a	25,7-26,1
MFS5c	26,4-27
MFS5b	28-28,6
MFS5a	29-29,8

Table 1: Age of each maximum flooding surface on the studied interval, deduced from correlation with the Mesozoic-Cenozoic sequence chronostratigraphic chart of Hardenbol et al. (1998).

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

1. Identification des escarpements de faille synsédimentaire et influence sur les écoulements gravitaires sous-marin.

L'analyse sédimentologique fine de dépôts sous-marins de la formation des Grés d'Annot montre qu'il est possible, de mettre en évidence l'existence répétée d'escarpements de faille synsédimentaires, fossilisés dans les dépôts, aussi bien à une échelle décimétrique qu'à une échelle plurimétrique.

Ces escarpements ont été suffisants pour perturber significativement la dynamique des écoulements. Ces perturbations se caractérisent principalement par :

(1) La canalisation des écoulements de débris par des failles normales E-W, et la localisation de levées turbiditiques, issues de la transformation des écoulements de débris, sur le haut des escarpements ;

(2) Une érosion des hauts topographiques, quelle que soit la hauteur des escarpements (dm à m) (accélération spatiale des écoulements) ;

(3) Une localisation de corps gréseux supplémentaires dans les creux topographiques (piégeage) ;

(4) La mise en place de dépôts tractifs et la localisation de scours et de niveaux remaniés en pied d'escarpement (processus de séparation des lignes d'écoulement et saut hydraulique) ;

(5) La transition entre des écoulements en transit (horst) et des écoulements en dépôt (graben).

(6) La transformation d'un écoulement fortement stratifié en moins de 500 m de distance passant d'un écoulement hyperconcentré, laminaire à un écoulement turbulent (délamination), évolution généralement décrite sur plusieurs kilomètres à dizaine de kilomètres de distance, à l'échelle d'une pente continentale ou d'un bassin.

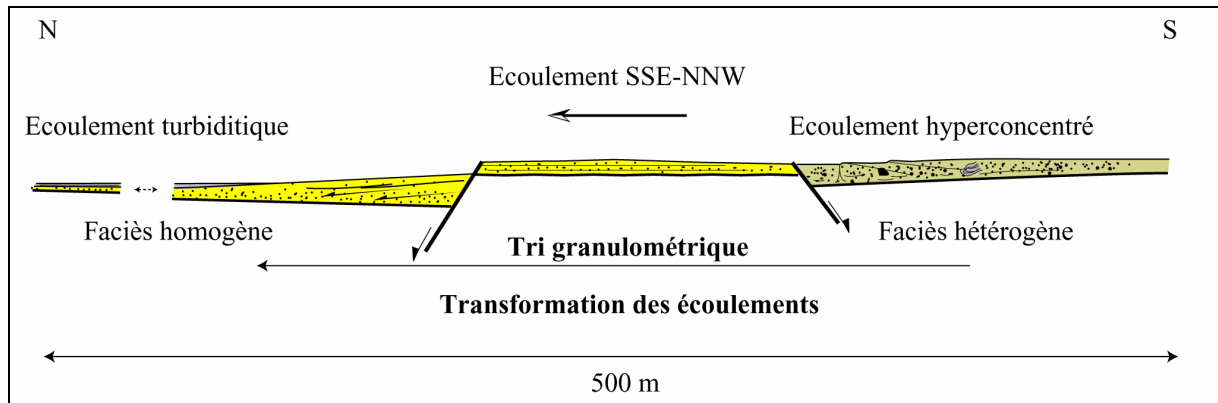
(7) À l'exception de l'écoulement de débris, toutes les perturbations observées se sont produites sans que les écoulements soient déviés par les escarpements.

Pour la recherche pétrolière, la détection d'escarpements de faille synsédimentaires d'une hauteur métrique peut se révéler fondamentale de par leur influence sur les écoulements gravitaires sous-marins qui se traduit par :

(1) un tri granulométrique sur de très faibles distances (500 m), les éléments les plus grossiers étant piégés en amont des obstacles par rapport à la direction de l'écoulement, les plus fins se déposant beaucoup plus en aval de l'escarpement ;

(2) une grande hétérogénéité des faciès, les faciès les moins homogènes (mariant sable et argile) se situant en amont des obstacles, les plus homogènes (sable massif) en aval.

Ces deux observations impliquent que la présence d'escarpement de faille métrique peut se traduire par une forte variabilité des caractéristiques des réservoirs sur de très faible distance.



Représentation schématique de l'impact des escarpements de failles synsédimentaires de hauteur métrique sur les écoulements gravitaires sous-marins.

2. Détermination de la cinématique des failles synsédimentaires.

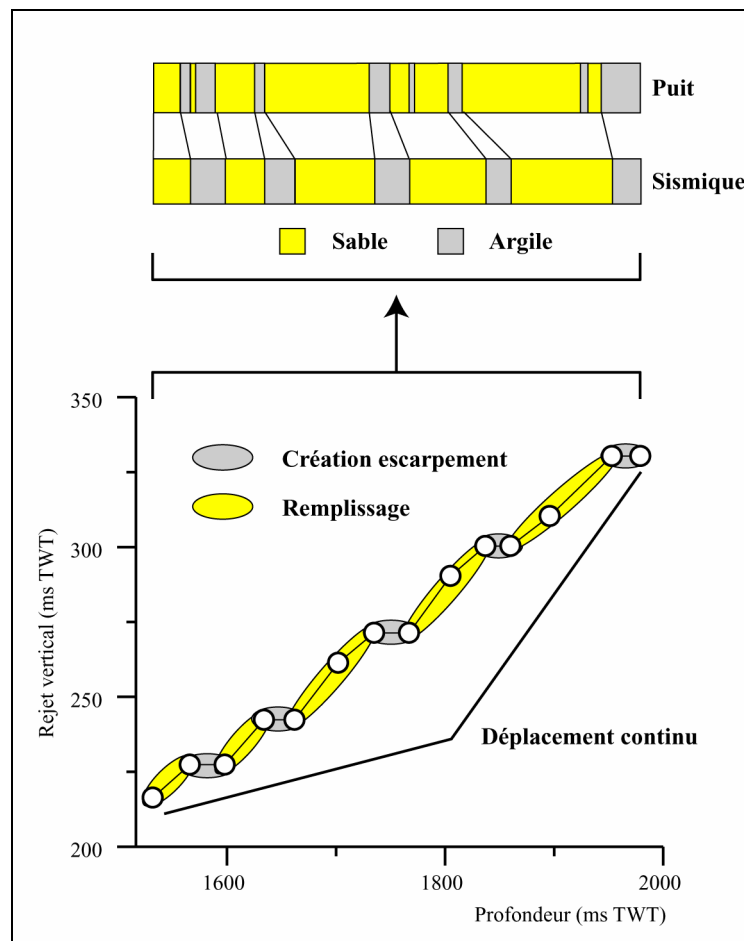
L'existence d'escarpements de faille synsédimentaires remet en cause l'utilisation univoque des variations d'épaisseurs comme marqueurs passifs des variations du déplacement sur une faille.

La méthode généralement utilisée pour déterminer la cinématique des failles est celle dite du « T-Z plot » qui consiste à mesurer le rejet vertical fini des marqueurs en fonction de leur profondeur dans le mur de la faille. L'alternance entre des segments de droite à pente nulle et des segments à pente positive, était jusqu'ici interprétée comme significative de l'alternance respective de périodes de quiescence et d'activité des failles.

L'étude analytique de la signification réelle des variations de pentes de cette méthode montre deux grilles d'interprétations possibles.

(1) Dans le cas d'une sédimentation toujours suffisante pour combler l'espace disponible créé par le jeu de la faille (« fill-to-the-top »), les variations de pentes sont significatives des variations du rapport entre vitesse de déplacement et vitesse de sédimentation, une pente nulle impliquant nécessairement un déplacement nul.

(2) Dans le cas de l'existence d'escarpement de failles, l'alternance entre des pentes positives et des pentes nulles est significative de l'alternance entre des périodes de création d'escarpements et des périodes de scellement de ces escarpements. Ces alternances sont à relier avec les variations d'apport sédimentaire, les périodes de dépôt argileux, pélagique favorisant la création d'escarpement, les périodes d'apport sableux ayant tendance à les sceller.



Interprétation des variations de pente du T-Z plot en termes de création d'escarpement et en termes de lithologie (Delta du Niger).

Ce modèle a été testé sur un exemple de faille synsédimentaire à travers des données sismiques et de puits provenant du Delta du Niger. Au premier ordre, les variations observées sur le T-Z plot entre des pentes nulles et des pentes positives correspondent à des variations lithologiques majeures. Ces variations de pentes sont en conséquence significatives de la création et du remplissage successifs des escarpements associés au jeu de la faille et non de l'activité variable de celle-ci.

Finalement, cette méthode graphique simple peut constituer un outil précieux en recherche pétrolière pour déterminer, au premier ordre, la lithologie de dépôts syntectoniques directement à partir de données sismiques.

Au-delà de ces résultats, l'ambition de ce travail aura été de démontrer que des déformations incrémentales pouvaient avoir des répercussions « dramatiques » sur les processus sédimentaires et qu'en retour une analyse sédimentologique fine permet de contraindre beaucoup plus précisément la cinématique réelle des déformations.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aarseth, I., Lonne, O. & Giskeodegaard, O.** 1989. Submarine slide in glaciomarine sediments in some western Norwegian fjords. *Marine Geology* **88**, 1-21.
- Aigner, T.** 1985. *Storm depositional systems*. Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Alexander, J. & Morris, S. A.** 1994. Observations on experimental, nonchanneled, high-concentration turbidity currents and variations in deposit around obstacles. *Journal of Sedimentary Research* **A64**, 899-909.
- Allen, J. R. L.** 1970. Sequence of sedimentary structure in turbidites with special reference to dunes. *Scottish Journal of Geology* **6**(146-161).
- Allen, J. R. L.** 1971. Mixing at turbidity current heads, and its geological implication. *Journal of Sedimentary Petrology* **41**, 97-113.
- Allen, J. R. L.** 1994. Fluids and sediment transport. In: *Sediment transport and depositional processes* (edited by Pye, K.). Blackwell Scientific Publications, 22-60.
- Allmendinger, R. W., Marett, R. A. & Cladouhos, T.** 1992. *Faultkin (formerly Fault Kinematics version 3.25. A program for analyzing fault slip data for the macintosh computer*.
- Anderson, J. E., Cartwright, J., Drysdall, S. J. & Vivian, N.** 2000. Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin: examples from Miocene sediments in Block 4, Angola. *Marine and Petroleum Geology* **17**, 1165-1203.
- Apps, G.** 1987. Evolution of the Grès d'Annot Basin, SW Alps. Unpublished Phd. D. thesis, Liverpool.
- Armentrout, J. M., Kanschat, K. A., Meisling, K. E., Tskama, J. J., Antrim, L. & McConnell, D. R.** 2000. Neogene Turbidite Systems of the Gulf of Guinea Continental Margin Slope, Offshore Nigeria. In: *Fine-grained turbidite systems* (edited by Bouma, A. H. & Stone, C. G.), 93-108.
- Audin, L., Manighetti, I., Tapponier, P., Métivier, F., Jacques, E. & Huchon, P.** 2001. Fault propagation and climatic control of sedimentation on the Ghoubbet Rift Floor: insights from the Tadjouraden cruise in the western Gulf of Aden. *Geophysical Journal International* **144**, 391-413.
- Bagnold, R. A.** 1962. Auto-suspension of transported sediment: turbidity current. *Proceedings. Royal Society of London* **A225**, 49-63.
- Baines, P. G.** 1985. *Topographic effect in stratified flows.*, Cambridge, UK.
- Bellaiche, G.** 1993. Sedimentary mechanisms and underlying tectonic structures of the northwestern Mediterranean margin as revealed by comprehensive bathymetric and seismic surveys. *Marine Geology* **112**, 89-108.
- Bennetts, K. R. W. & Pilkey, O. H.** 1976. Characteristics of three turbidites, Hispaniola-Caicos basin. *Geological Society of America Bulletin* **87**, 1291-1300.

- Bhattacharya, J. P. & Davies, R. K.** 2001. Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron sandstone, Utah. *Marine and Petroleum Geology* **18**, 525-534.
- Bischke, R. E.** 1994. Interpreting sedimentary growth structures from well log and seismic data (with examples). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**(6), 873-892.
- Blumsack, S. L. & Weatherly, G. I.** 1989. Observations of the nearby flow and model for the growth of mudwaves. *Deep-Sea Research* **36**, 1327-1339.
- Bouma, A. H.** 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits: a graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bouroullec, R.** 2002. Growth fault kinematics. Unpublished Ph. D. thesis, Imperial College.
- Bruhn, C. H. L. & Walker, R. G.** 1995. High-resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, Offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research* **B65**(426-452).
- Burgess, P. M., Flint, S. & Johnson, S.** 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata; An example from Jurassic strat of the Neuquén basin, Argentina. *Geological Society of America Bulletin* **112**(11), 1650-1666.
- Byerlee, J.** 1978. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* **116**, 610-626.
- Campredon, R.** 1972. Les formations paléogènes des Alpes Maritimes Franco-Italienne., Ph.D Thesis, Nice.
- Cartwright, J. A., Bouroullec, R., James, D. & Johnson, C. S.** 1998. Polycyclic motion history of some Gulf Coast growth fault from high resolution displacement analysis. *Geology* **26**, 819-822.
- Castro, I. P. & Snyder, W. H.** 1993. Experiment on wave breaking in stratified flow over obstacles. *Journal of Fluid Mechanics* **255**, 195-211.
- Childs, C., Easton, S. J., Vendeville, B., Jackson, M. P. A., Lin, S. T., Walsh, J. J. & Watterson, J.** 1993. Kinematic analysis of faults in a physical model of growth faulting above a viscous salt analogue. *Tectonophysics* **228**, 313-329.
- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J. J. & Watterson, J.** 2003. The growth and propagation on synsedimentary faults. *Journal of Structural Geology* **25**, 633-648.
- Clayton, C. J.** 1993. Deflection versus reflection of sediment gravity flows in the late Llandovery Rhuddant gritts turbidite system, Welsh basin. *Journal of Geological Society* **150**, 173-177.
- Cope, R. N.** 1959. The Silurian rocks of the Devilsbit Moutain district, County Tipperary. *Royal Irish Academy Proceedings*. **60**, 217-242.
- Craig, G. Y. & Walton, E. K.** 1962. Sedimentary structures and palaeocurrent directions from the Silurian rocks of Kircudbrightshire. *Edinburgh Geological Society Transactions* **19**, 100-119.

- Cremer, M.** 1983. Approche sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap Ferret (Golfe de Gascogne), la série des Grés d'Annot (Alpes de Haute Provence). Ph.D Thesis, Bordeaux 1.
- Cronin, B. T.** 1995. Structurally-controlled deep sea channel courses: examples from the Miocene of southeast Spain and the Alboran Sea, southwest Mediterranean. In: *Characterisation of Deep Marine Clastic Systems* (edited by Hartley, A. J. & Prosser, D. J.) **94**. Geological Society of London, London, 115-135.
- Dasgupta, P.** in press. Sediment gravity flow-The conceptual problems. *Earth-Science Reviews*.
- Doglioni, C., D'Agostino, N. & Mariotti, G.** 1998. Normal faulting vs regional subsidence and sedimentation rate. *Marine and Petroleum Geology* **15**, 737-750.
- Dolan, J., Beck, C. & Ogawa, Y.** 1989. Upslope deposition of extremely distal turbidites: an example from the Tiburon Rise, west-central Atlantic. *Geology* **17**, 990-994.
- Druitt, T.** 1992. Emplacement of the 18 May, 1980 lateral blast deposit east-northeast of Mount St Helens, Washington. *Bulletin of Volcanology* **54**, 554-572.
- Edwards, D. A.** 1993. *Turbidity currents: Dynamics, Deposits and Reversals*. Springer-Verlag, Berlin.
- Edwards, D. A., Leeder, M. R., Best, J. L. & Pantin, H. M.** 1994. On experimental reflected density currents and the interpretation of certain turbidite. *Sedimentology* **41**, 437-461.
- Edwards, M. B.** 1995. Differential subsidence and preservation potential of a shallow water tertiary sequences, Northern Gulf Coast Basin, USA. *Special Publication of International Association of Sedimentology* **22**, 265-281.
- Einsele, G. & Kelts, K.** 1982. Pliocene and Quaternary mud and turbidites in the Gulf of California: sedimentology, mass physical properties and significance. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* **64**, 571-592.
- Elliot, T., Apps, G., Davies, H., Ghibaudo, G. & Graham, R. H.** 1985. Field excursion. A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the external Alps of SE France. In: *Field excursion guidebook for the International Association of Sedimentologists meeting on foreland basins* (edited by Allen, P. A. & Homewood, P.). International Association of Sedimentology, Fribourg, 39-73.
- Ellis, D.** 1982. Palaeohydrodynamics and computer simulation of turbidites in the Marsonio-Aranacea, northern Apennines, Italy. Unpublished Ph. D. thesis, St Andrews.
- Ellison, T. H. & Turner, J. S.** 1959. Turbulent entrainment in stratified flows. *Journal of Fluid Mechanics* **6**, 423-448.
- Farre, J. A. & Ryan, W. B.** 1985. Three-dimensional view of erosional scars on the US Mid-Atlantic continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **69**, 923-932.
- Fisher, R. V.** 1983. Flow transformation in sediment gravity flows. *Geology* **11**, 273-274.

- Flood, R. D.** 1988. A lee wave model for deep-sea mudwave activity. *Deep-Sea Research* **35**, 973-983.
- Ford, M., Lickorish, W. H. & Kuznir, N. J.** 1999. Tertiary Foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: A geodynamics appraisal. *Basin Research* **11**, 315-336.
- Fujioka, K., Watanabe, M. & Kobayashi, K.** 1989. Deep-sea photographs of the northwestern Pacific ocean- an invitation to deep-sea environment. *Bulletin of Ocean Research Institut* **27**.
- Garcia, M. H.** 1993. Hydraulic jumps in sediment-driven bottom currents. *Journal of Hydraulic Engineering* **119**, 1094-1117.
- Garcia, M. H. & Parker, G.** 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* **245**, 393-396.
- Gubler, Y.** 1958. Etude critique des sources du matériel constituant certaines séries détritiques dans le Tertiaire des Alpes Française du sud, formations détritiques de Barrême, Flysch "Grès d'Annot". *Ecolgae Geologicae Helveticae*. **51**(3), 942-976.
- Guillocheau, F., Quéméner, J. M., Joseph, P., Robin, C. & Broucke, O.** sous presse. Genetic units/parasequences of the Annot turbiditic system, Southeast France. In: *Deep-water Sedimentation in the Alpine Foreland from SE France : New perspectives on the Grès d'Annot and Related systems* (edited by Joseph, P. & Lomas, S.) Geological Society Special Publication, London.
- Gupta, S.** 1997. Tectonic control on paleovalley incision at the distal margin of the early Tertiary Alpine foreland basin Southeastern France. *Journan of Sedimentary Research* **67**, 1030-1043.
- Hamiti, M.** 1994. Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements syn-schisteux dans une couverture sédimentaire préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'ouest du massif de l'Argentera (Alpes Occidentales). Unpublished Ph. D. thesis, Aix-Marseille.
- Hampton, M. A.** 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **42**(775-793).
- Hampton, M. A.** 1975. Competence of fine-grained debris-flow. *Journal of Sedimentary Petrology* **49**, 834-844.
- Hand, B. M.** 1974. Supercritical flow in density currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**, 637-648.
- Hand, B. M.** 1997. Inverse grading resulting from coarse-sediment transport lag. *Journal of Sedimentary Research* **67**, 124-129.
- Hardin, F. R. & Hardin, G. C.** 1961. Contemporaneous normal fault of Gulf Coast and their relation to flexures. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* **45**(2), 238-248.
- Haugthon, P. D. W.** 1994. Deposits of deflected and ponded turbidity currents: Sorbas basin, Southeast Spain. *Journal of Sedimentary Research* **64**, 233-246.

- Hagthorn, P. D. W.** 2000. Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. *Sedimentology* **47**, 497-518.
- Hersey, J. B.** 1965. Sediment ponding in the deep sea. *Geological Society of America Bulletin* **76**, 1251-1260.
- Hilton, V. C.** 1995. Sandstone architecture and facies from the Annot basin of the SW Alpine Foreland Basin, SE France. In: *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidites Systems*. (edited by Pickering, K. T., Hiscott, R. N., Kenyon, N. H., Ricci-Lucchi, F. & Smith, R. D. A.). Chapman and Hall, London, 227-235.
- Hiscott, R. N.** 1994. Loss of capacity, not competence, as the fundamental process governing deposition from turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* **64**, 209-214.
- Hiscott, R. N.** 1994. Traction-carpet stratification in turbidites-fact or fiction ? *Journal of Sedimentary Research* **A64**, 204-208.
- Hiscott, R. N.** 1995. Traction-carpet stratification in turbidites-fact or fiction ? (reply). *Journal of Sedimentary Research* **A65**, 704-705.
- Hooper, J. R., Fitzsimmons, R. J., Grant, N. & Vendeville, B. C.** 2002. The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, West Africa. *Journal of Structural Geology* **24**, 847-859.
- Inglis, I., Lepvraud, A., Mousset, E., Salim, A. & Vialy, R.** 1981. Etude sédimentologique des Grès d'Annot (Région de Colmars-les-Alpes et du Col de la Cayolle). Diplome ENSPM.
- Ivaldi, J. P.** 1974. Origines de matériel détritique des séries Grès d'Annot d'après les données de la thermoluminescence. *Géologie Alpine Mémoire* **50**, 75-98.
- Jean, S.** 1985. Les grès d'Annot au NW du massif de l'Argentera-Mercantour (zone subalpine méridionale des Alpes occidentales)., Ph. D Thesis, Grenoble.
- Johnson, A. M.** 1970. *Physical processes in geology*. Freeman Cooper, San Francisco.
- Johnson, A. M.** 1984. Debris-flow. In: *Slope instability* (edited by Brundsen, D. & Prior, D. B.). Wiley, Chichester, 257-361.
- Joseph, P., Babonneau, N., Bourgeois, A., Cotteret, G., Eschard, R., Garin, B., Gomes de souza, O., Granjeon, D., Guillocheau, F., Lerat, O., Quemener, J.-M. & Ravenne, C.** 2000. The Annot Sandston outcrop (French Alps): quantification and 3D modeling of the reservoir architecture. In: *GCSSEPM Foundation 20th Annual Research Conference, Deep-Water Reservoirs of the World*, 422-449.
- Kenyon, N. H., Millington, J., Droz, L. & Ivanov, M. K.** 1995. Scours holes in a channel-lobe transition zone, Rhone Cone. In: *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidites Systems*. (edited by Pickering, K. T., Hiscott, R. N., Kenyon, N. H., Ricci-Lucchi, F. & Smith, R. D. A.). Chapman and Hall, London, 212-215.

- Kleverlaan, K.** 1989. Three distinctive feeder-lobe systems within one time slice of the Tortonian Tabernas fan, SE Spain. *Sedimentology* **36**, 25-45.
- Kneller, B. C.** 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In: *Characterisation of Deep Marine Clastic Systems* (edited by Hartley, A. J. & Prosser, D. J.) **94**. Geological Society of London, London, 31-49.
- Kneller, B. C., Bennet, S. J., McCaffrey, W. D. & Moore, R. M.** 1991. Oblique reflection of turbidity currents. *Geology* **19**, 250-252.
- Kneller, B. C. & Branney, M. J.** 1995. Sustained high density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* **42**, 607-616.
- Kneller, B. C. & Buckee, C.** 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents : a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* **47**, 62-94.
- Kneller, B. C. & McCaffrey, W. D.** 1999. Depositional effects of flow non-uniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope : deflection, reflection and facies variation. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 980-991.
- Komar, P. D.** 1971. Hydraulic jump in turbidity currents. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 1477-1488.
- Komar, P. D.** 1973. Continuity of turbidity current flow and systematic variation in deep-sea channel morphology. *Geological Society of America Bulletin* **84**, 3329-3338.
- Koukouvelas, I. K., Stamatopoulos, L., Katsonopoulou, D. & Pavlides, S.** 2001. A palaeoseismological and geoarchaeological investigation of the Eliki Fault. *Journal of Structural Geology* **23**, 532-543.
- Krause, F. F. & Oldershaw, A. E.** 1979. Submarine carbonate breccia beds: a depositional model for two layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mackenzie Mountains, Northwest territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **16**, 189-199.
- Kuenen, P. H.** 1966. Matrix of turbidites: experimental approach. *Sedimentology* **7**, 267-297.
- Kuenen, P. H., Faure-Muret, A., Lanteaume, M. & Fallot, P.** 1957. Observations sur les flyschs des Alpes-Maritimes françaises et italiennes. *Bulletin Société Géologique de France* **7**, 4-26.
- Labaume, P., Ritz, J. F. & Philip, H.** 1989. Failles normales récentes dans les Alpes sud-occidentales : leurs relations avec la tectonique compressive. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences de Paris* **308**(2), 1553-1560.
- Lane-Serff, G. F., Beal, L. M. & Hadfield, T. D.** 1995. Gravity current flow over obstacles. *Journal of Fluid mechanics* **292**(39-53).
- Lawrence, G. A.** 1993. The hydraulic of steady two-layer flow over a fixed obstacle. *Journal of Fluid Mechanics* **254**, 605-633.

- Leeder, M. R. & Jackson, J.** 1993. The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and Central Greece. *Basin Research* **5**, 79-102.
- Long, R. R.** 1955. Blocking effects in flow over obstacles. *Tellus* **22**, 471-480.
- Lowe, D. R.** 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposit of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **22**, 279-297.
- Lowe, D. R.** 1988. Suspended-load fallout rate as an independent variable in the analysis of currents structures. *Sedimentology* **35**, 765-776.
- Lowe, D. R. & Guy, M.** 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North sea: a new perspective on the turbidity current and debris-flow problem. *Sedimentology* **47**, 31-70.
- Lowrie, A.** 1986. Model for fine-scaled movements associated with climate and sea-level changes along Louisiana shelfbreak growth faults. *Transactions. Gulf Coast Association of Geological Societies* **36**, 497-509.
- Major, J. J.** 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology* **105**, 345-366.
- Malinverno, A.** 1997. On the power law size distribution of turbidite beds. *Basin Research* **9**, 279-297.
- Mansfield, C. S. & Cartwright, J. A.** 1996. High resolution displacement mapping from 3-D seismic data. *Journal of Structural Geology* **18**, 249-263.
- Marjanac, T.** 1989. Pondered megabeds and some characteristic of the Eocene Adriatic basin, (Middle Dalmatia, Yugoslavia). *Memorie della Società Geologica Italiana* **40**, 241-249.
- Marjanac, T.** 1990. Reflected sediment gravity flow and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia. *Sedimentology* **37**, 921-929.
- Masaferro, J. L., Bulnes, M., Poblet, J. & Eberli, G. P.** 2002. Episodic folding inferred from syntectonic carbonate sedimentation: the Santaren anticline, Bahamas foreland. *Sedimentary Geology* **146**, 11-24.
- Masson, D. G.** 1994. Late Quaternary turbidity current pathways to the Madeira Abyssal Plain and some constraints on turbidity current mechanisms. *Basin Research* **6**, 17-33.
- McCaffrey, W. D. & Kneller, B. C.** 2001. Process controls on the development of trap potential on the margins of confined turbidite systems and aid to reservoir evaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **85**(6), 971-988.
- McCave, I. N. & Tucholke, B. E.** 1986. Deep current controlled sedimentation in the western North Atlantic. In: *The Geology of North America* (edited by Vogt, P. R. & Tucholke, B. E.). Geological Society of America, Boulder.

- McClay, K. R.** 1990a. Extensional fault systems in sedimentary basins : a review of analogue model studies. *Marine and Petroleum Geology* **7**, 206-223.
- Middelton, G. V.** 1966b. Experiments on density and turbidity currents. I. Motion of the head. *Canadian Journal of Earth Sciences* **3**, 523-546.
- Middelton, G. V.** 1967. Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. *Canadian Journal of Earth Sciences* **4**, 475-505.
- Middelton, G. V.** 1970. Experimental studies related to problem of flysch sedimentation. In: *Flysch sedimentology in North America*. (edited by Lajoie, J.) **7**. Geological Association of Canada Special Paper, 253-272.
- Middelton, G. V.** 1993. Sediment deposition from turbidity currents. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **21**, 89-114.
- Middelton, G. V. & Hampton, M. A.** 1976. Sediment gravity flows : mechanics of flow and deposition. In: *Turbidity and Deep-Water Sedimentation* (edited by Middelton, G. V. & Bouma, A. H.). S.E.P.M. Pacific section, Los Angeles, 1-38.
- Middelton, G. V. & Neal, W. J.** 1989. Experiments on the thickness of beds deposited by turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **59**, 297-307.
- Migeon, S.** 1997. Les dunes sédimentaires géantes de la levée turbiditique du Var (Mer Ligure, France): faciès, géométrie et processus de mise en place. Unpublished Ph. D. thesis, Bordeaux 1.
- Mitchell, N. C.** 1996. Creep in pelagic sediments and potential for morphologic dating of marine fault scarps. *Geophysical Research Letters* **23**, 483-486.
- Mohrig, D., Elverhoi, A. & Parker, G.** 1999. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits. *Marine Geology* **154**, 117-129.
- Mohrig, D., Whipple, K. X., Hondzo, M., Ellis, C. & Parker, G.** 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flow. *Geological Society of America Bulletin* **110**(387-394).
- Morley, C. K., Vanhauwaert, P. & De Batist, M.** 2000. Evidence for high-frequency cyclic activity from high-resolution seismic reflection survey, Rukwa Rift, Tanzania. *Journal of Geological Society, London* **157**, 983-994.
- Morris, S. A., Alexander, J., Kenyon, N. H. & Limonov, A. F.** 1998a. Turbidites around an active fault scarp on the Lower Valencia Fan, northwest Mediterranean. *Geo-Marine Letters* **18**, 165-171.
- Morris, S. A., Kenyon, N. H., Limonov, A. F. & Alexander, J.** 1998b. Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* **45**, 365-377.

- Muck, M. T. & Underwood, M. B.** 1990. Upslope flow turbidity currents: a comparison among field observations, theory, and laboratory methods. *Geology* **18**, 54-57.
- Mulder, T. & Alexander, J.** 2001a. The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology* **48**.
- Mulder, T. & Alexander, J.** 2001b. Abrupt change in slopes variations in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology* **175**, 221-235.
- Mulder, T. & Syvitski, J. P. M.** 1995. Turbidity current generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* **103**, 285-299.
- Mulder, T. & Syvitski, J. P. M.** 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea level fluctuations on river loads. *Journal of Geology* **104**, 509-523.
- Munson, B. R., Young, D. F. & Okiishi, T. H.** 2000. *Fundamentals of fluid mechanics*. John Wiley and Sons, Inc., New_York.
- Mutti, E.** 1992. *Turbidites sandstone*. Agip, Insituto di Geologia, Università di Parma.
- Mutti, E. & Normark, W. R.** 1991. An integrated approach to the study of turbidite systems. In: *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems* (edited by Weimer, P. & Link, M. H.). Springer-Verlag, New-York, 75-106.
- Nelson, C. H., Karabanov, E. B., Colman, S. M. & Escutia, C.** 1999. Tectonic and sediment supply control of deep rift lake turbidite systems: Lake Baikal, Russia. *Geology* **24**(2), 162-166.
- Nichols, R. J.** 1995. The liquefaction and remobilization of sandy sediments. In: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (edited by Hartley, A. J. & Prosser, D. J.). Geol. Soc. London Spec. Publ.
- Normark, W. R. & Piper, D. J. W.** 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. In: *From shoreline to abyss: Contributions in Marine Geology in honor of Francis Parker Shepard*. (edited by Osborne, R. H.) **46**. SEPM Spec. Publ., 207-230.
- Ocamb, R. D.** 1961. Growth fault of south Louisiana. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* **11**, 139-175.
- Pairis, J. L.** 1987. Dynamique des dépôts et domaine de sédimentation Paléogènes dans le SE français. *Géologie Alpine Mémoire Mémoire Hors-Série* 13.
- Pantin, H. M. & Leeder, M. R.** 1987. Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. *Sedimentology* **34**, 1143-1155.
- Parea, G. C. & Ricci Lucchi, F.** 1975. Turbidite key beds as indicators of ancient deep-sea plains. In: *9 Int. Congr. Sedim. Nice*, 235-242.
- Parker, G., Fukushima, Y. & Pantin, H. M.** 1986. Self-accelerating turbidity current. *Journal of Fluid Mechanics* **171**, 145-181.

- Pickering, K. T. & Hilton, V. C.** 1998. *Turbidites systems of Southeast France : Application to hydrocarbon prospectivity*. Valid Press.
- Pickering, K. T. & Hiscott, R. N.** 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology* **32**, 373-694.
- Pickering, K. T., Hiscott, R. N. & Hein, F. J.** 1989. *Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics*. Unwin Hyman, London.
- Pickering, K. T., Underwood, M. B. & Taira, A.** 1992. Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and reflection. *Geology* **20**, 1099-1102.
- Piper, D. J. W. & Deptuck, M.** 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon fan : facies characterisation and interpretation. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (edited by Flood, R. D., Piper, D. J. W., Klaus, A. & Peterson, L. C.) **155**, 79-108.
- Piper, D. J. W., Hiscott, R. N. & Normark, W. R.** 1999. Outcrop scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology* **46**, 79-97.
- Piper, D. J. W. & Normark, W. R.** 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* **30**, 681-694.
- Piper, D. J. W. & Savoye, B.** 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* **40**, 557-582.
- Porebski, S. J., Meischner, D. & Görlich, K.** 1991. Quaternary mud turbidites from the South Shetland Trench (West Antarctica): recognition and implications for turbidite facies modelling. *Sedimentology* **38**, 691-715.
- Postma, G.** 1986. Classification for sediment gravity-flow deposit based on flow conditions during sedimentation. *Geology* **14**, 291-294.
- Postma, G., Nemeč, W. & Kleispehn, K.** 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary Geology* **58**, 47-61.
- Praston, L. F., Imran, J., Parker, G., Syvitski, J. P. M. & Hutton, E.** 2000. Debris-flow vs Turbidity currents: A modelling comparison of their dynamics and deposits. In: *Fine-grained turbidite systems* (edited by Bouma, A. H. & Stone, C. G.), 57-72.
- Ravennes, C., Vially, R., Riché, P. & Trémolières, P.** 1987. Sedimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du sud. *Revue de l'Institut Française du Pétrole* **42**.
- Ravnas, R. & Steel, R. J.** 1997. Contrasting styles of Late Jurassic syn-rift turbidite sedimentation : a comparative study of the Magnus and Oseberg areas, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology* **14**(4), 417-449.

- Ricci Lucchi, F.** 1981. The Marmoso-Arenacea: a migrating turbidite basin 'oversupplied' by a highly efficient dispersal system. In: *Excursion Guidebook with Contributions on Sedimentology of Some Italian Basins*. (edited by Ricci Lucchi, F.). International Association of Sedimentologists, 231-303.
- Ricci Lucchi, F. & Carmenlenghi, A.** 1993. Upslope turbiditic sedimentation on the south-eastern flank of the Mediterranean ridge. *Bolletino di oceanologia Teorica ed Applicata* **11**, 3-25.
- Ricci Lucchi, F. & Valmori, E.** 1980. Basin-wide turbidites in a Miocene over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology* **27**, 241-270.
- Rothwell, R. G., Pearce, T. J. & Weaver, P. P. E.** 1992. Late Quaternary evolution of the Madeira Abyssal Plain, Canary Basin, NE Atlantic. *Basin Research* **4**, 103-132.
- Rottman, J. W. & Simpson, J. E.** 1989. The formation of internal bores in the atmosphere: a laboratory model. *Quarterly Journal Royal Meteorological Society* **115**, 941-963.
- Ryan, W. B. F., Fifield, W. & Hersey, J. B.** 1965. Sediments on the Thyrrenian Abyssal Plain. *Geological Society of America Bulletin* **76**, 1261-1282.
- Savoie, B., Piper, D. J. W. & Droz, L.** 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea Fan of the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology* **10**, 550-571.
- Scott, K. M.** 1967. Intra-bed palaeocurrent variations in a Silurian flysch sequence, Kircudbrightshire, Southern Uplands of Scotland. *Scottish Journal of Geology* **3**, 268-281.
- Shanmugam, G.** 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* **58**, 311-341.
- Shaw, J. H., Novoa, E. & Connors, C. D.** 1999. Structural controls on growth stratigraphy. In: *Thrust Tectonics Conference*. McClay, K., Royal Holloway, University of London, 80-82.
- Siegenthaler, C., Hsü, K. J. & Kleboth, P.** 1984. Longitudinal transport of turbidity currents-a model study of Horgen events. *Sedimentology* **31**, 187-193.
- Sinclair, H. D.** 1994. The influence of lateral basinal slopes on turbidite sedimentation in the Annot Sandstones of SE France. *Journal of Sedimentary Research* **A64**(1), 42-54.
- Sinclair, H. D. & Tomasso, M.** 2002. Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of Sedimentary Research* **72**(4), 451-456.
- Sohn, T. K.** 1995. Traction-carpet stratification in turbidites- fact or fiction? (Discussion). *Journal of Sedimentary Research* **A65**(703-704).
- Sohn, T. K.** 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research* **A67**, 502-509.
- Sohn, Y. K.** 2000. Depositional processes of submarine debris-flows in the Miocene fan deltas, Pohang basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research* **70**(3), 491-503.

- Soreghan, M. J., Scholz, C. A. & Wells, J. T.** 1999. Coarse-grained, deep-water sedimentation along a border fault margin of Lake Malawi, Africa: Seismic stratigraphic analysis. *Journal of Sedimentary Research* **69**, 832-846.
- Souquet, P., Eschard, R. & Lods, H.** 1987. Facies sequences in large-volume debris- and turbidity-flow deposits from the Pyrennees (Cretaceous; France, Spain). *Geo-Marine Letters* **7**, 83-90.
- Stanley, J. D.** 1965. Heavy minerals and provenance of sands in flysch of central and southern French Alps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **49**, 22-40.
- Stanley, J. D.** 1975. Submarine canyon and slope sedimentation (Gres d'Annot) in French Maritime Alps. In: *Proc. IX Int. Cong. Sediment.*, Nice, 129.
- Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W.** 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: *Fine-Grained Sediments Deep-Water Processes and Facies* (edited by Stow, D. A. V. & Piper, D. J. W.) **15**. Geol. Soc. London Spec. Publ., 611-645.
- Stow, D. A. V. & Shanmugam, G.** 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* **25**, 23-42.
- Suppe, J., Chou, C. T. & Hook, S. C.** 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: *Thrust Tectonics* (edited by McKelvey, K. R.). Chapman & Hall, London, 105-121.
- Tapponnier, P., Ryerson, F. J., VanDerWoerd, J., Meriaux, A.-S. & Lasserre, C.** 2001. Long-term slip rates and characteristic slip: keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *Comptes Rendus. Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre* **333**, 483-494.
- Tearpock, D. & Bischke, R. E.** 1991. *Applied Subsurface Geological Mapping*. Prentice-Hall, New-York.
- Thornburg, T. M., Kulm, L. D. & Hussong, D. M.** 1990. Submarine-fan development in the southern Chile Trench: A dynamic interplay of tectonics and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* **102**, 1658-1680.
- Thorsen, C. E.** 1963. Age of growth faulting in Southeast Louisiana. *Transactions of Gulf Coast Association of Geological Societies* **13**, 103-110.
- Van Andel, T. H. & Komar, P. D.** 1969. Ponded sediments of the Mid-Atlantic Ridge between 22° and 23° North latitude. *Bulletin of Geological Society of America* **80**, 1163-1190.
- Van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Meriaux, A.-S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R. C., Caffee, M. W., Guoguang, Z. & Zhiqin, X.** 2000. Uniform Slip-Rate along the Kunlun Fault: Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophys. Res. Lett.* **27**(16), 2353-2356.
- Vicente-Bravo, J. C. & Robles, S.** 1995. Large-scale mesotopographic bedforms from the Albian Black Flysch, northern Spain, characterisation, setting and comparisons with recent analogues. In: *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Style in Turbidites Systems*. (edited by

Pickering, K. T., Hiscott, R. N., Kenyon, N. H., Ricci-Lucchi, F. & Smith, R. D. A.). Chapman and Hall, London, 282-286.

Weirich, F. H. 1989. The generation of turbidity currents by subaerial debris-flow. *Geological Society of America Bulletin* **101**, 278-291.

Woods, A. W., Bursik, M. L. & Kurbatov, A. V. 1998. The interaction of ash flows with ridges. *Bulletin of Volcanology* **60**, 38-51.

Xio, H. & Suppee, J. 1992. Origin of rollover. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **76**(4), 509-529.

ANNEXE

IDENTIFICATION OF PERMIAN PALEOWINDS DIRECTION FROM WAVE-DOMINATED LACUSTRINE SEDIMENTS (LODEVE BASIN, FRANCE).

In preparation

INTRODUCTION

Global climate changes result from multiple interactions between internal parameters to the Earth's system such as atmosphere, hydrosphere, cryosphere, biosphere and lithosphere and external parameters such as the variations of the Earth's orbital parameters, the solar constant or meteorites impacts. At geological scale, the history of the Earth's climate is characterised by major ice ages (Cambrian, Ordovician, Permian-Carboniferous and Quaternary) separated by periods of warmer climates. Regarding the Earth's system, three major parameters may influence global climate changes over times in order of several millions years (e.g. Allen, 1997): plate tectonics (especially mountain building), chemical composition of the atmosphere and oceanic circulation. Most of questions arise from the complex interaction between the factors that govern the Earth's climate, and from the difficulty to reconstruct paleoenvironments from geological data. Therefore additional paleoclimatic data together with numerical modelling of atmospheric circulation are needed to provide new insights on Earth's past climates (e.g. Yemane, 1993; Kutzbach and Ziegler, 1996). Numerical models have already described paleowind circulation patterns on large surface square grids (400 km x 400 km) (e.g. Crowley et al. 1987; Kutzbach and Gallimore, 1989, Fluteau et al., 2001), but up to day, they have not been constrained by paleowind geological indicators.

The Permian (295 Ma- 245 Ma) is a remarkable period in the Earth's climate history. This period corresponds to the end of the Carboniferous ice age and to the transition from relatively uniform climatic conditions during the Late Carboniferous (315 Ma – 295 Ma) to highly variable ones during the Late Permian (258 Ma – 245 Ma) (Ziegler, 1990). Permian times also correspond to the vanishing of the Hercynian orogen that was resulting in the Pangea megacontinent and to faunal and floral major mass extinction. Permian climate modelling has recently emphasised the role of the Hercynian chain altitude onto the repartition of humid and arid zones in the Northern Hemisphere (Fluteau et al. 2001).

Sedimentary recording of Permian paleowind circulation has been analysed in some areas from aeolian deposits (e.g. Karpéta, 1990; Glennie, 1990; Allen, 1994). Permian aeolian deposits are

relatively scarce while fluvio-lacustrine deposits are largely preserved at the present continents surface (e.g. Yemane, 1989; 1993; Hamlin et al., 1996) (Fig. 1).

Lacustrine environment provides an excellent indicator of the paleoclimate conditions within continents (Johnson, 1984; Talbot and Allen, 1996). As wind triggers waves and storms (Allen, 1997), sedimentary recording of waves in lacustrine environment (Van Dijk et al. 1978; Allen, 1981a, Greenwood and Sherman, 1988; Aspeler et al., 1994, Milroy and Wright, 2000) provide a pertinent marker of atmospheric paleocirculation.

In this paper we investigate how lacustrine deposits may supply a direct information on paleowind direction. We have first identified wave ripples in a lacustrine Permian basin in the southern French Massif Central, which belongs the west European Hercynian chain. Wave ripple patterns are interpreted with regards to hydrodynamics and paleobathymetry, and then paleowind circulation is determined from directional analysis of waves in space and time. We finally emphasise the importance of such geological data to constraint numerical models of Earth's past climates.

GEOLOGICAL SETTING

The Permian Lodève Basin is located in the southern French Massif Central (Fig. 2a) and appears nowadays as an E-W elongated trough across more than 300 km² (Fig. 2b). The basin developed during extensional tectonics which accompanied the gravity collapse of the Hercynian chain during Permian-Carboniferous times. To the south it is limited by a system of E-W to NE-SW directed, N dipping normal faults (Aires and Cévennes faults) (Fig. 2b). The Aires fault corresponds to the breakaway of a huge normal detachment fault (Espinouse detachment) (Fig. 2a) (Van Den Driessche and Brun, 1989, Van Den Driessche and Brun 1992). These faults have controlled the basin development, and are responsible for its hemigraben geometry (Fig. 2c). Bed tilting grades from 20° to 5° to the south, from the base to the top respectively, resulting in “in fan” whole geometry of the 3 km thick sedimentary succession (Fig. 2c). To the north, the Permian deposits rest “in onlap” onto Cambrian metamorphosed sediments (Fig. 2c).

Permian sedimentation in the Lodève area corresponds to a basin filling-up sequence, characterised by dominant lacustrine deposits, alluvial fans and fluvial conglomerates. In this paper, we focus on the upper deposits called the Salagou Formation (Fig. 2b) which age is considered to be Kungurian to Tatarian age (260 Ma – 250 Ma) (Gand et al., 1997).

The Salagou Formation consists in the alternation of dm to 10 dm thick pelites, cm to dm thick silts, dm to m thick sandstones and of massive conglomerates, which total thickness reaches about 2000 m. The lacustrine sediments display numerous ripples marks and storm deposits.

RIPPLES AND STORM DEPOSITS

RIPPLES GEOMETRY

Two types of ripples have been identified. Type 1 is characterised by a mean wavelength ranging from 1 cm to 2 cm with amplitude always lower than 0.2 cm (Fig.3a). Type 1 waves are symmetrical with rounded shape in plane view and show numerous tuning forks bifurcations (Fig.3a). Along a same surface, their orientation may vary abruptly on short distances in order of several decimetres (Fig.3b). Type 1 waves are scarce in the Salagou Formation and appear only at the top of sandstone beds where saurian fossil imprints are also present.

Type 2 ripples are characterised by a wavelength in order of 2 cm to 6 cm, most of them ranging between 3 cm and 4 cm, and with an amplitude in order of 0.3 cm to 1 cm (Figs. 3c-f). In plane view, they display two distinct morphologies: (1) symmetric or slightly asymmetric, rounded shape (Figs. 3c-e), (2) symmetric or slightly asymmetric shape with sharp profile (“trochoidal” shape) (Fig. 3f).

Crest lines are mostly straight (2D profil) (Fig. 3e) but sometime undulatory (3D profil) with tuning fork bifurcation (Fig. 3d). Type 2 ripples occur within silty to fine grained sandy layers (2 – 250 μ m) whose thickness varies from millimeters to centimeters. They are abundant in the whole Salagou Formation.

When observed along vertical cross sections, perpendicular and parallel to the crest lines respectively, these ripples display the following structures:

S-climbing ripple laminations and small oblique ripple laminations in perpendicular cross sections, sub-parallel laminations in parallel cross sections (Fig. 4);

- progressive transition from horizontal, parallel laminations to S-climbing ripple laminations (Fig. 5);

- stacking of wave-ripple cross-bedding (trough shaped) and purely S-climbing ripple laminations associated with erosive surfaces located within or at the base of the beds; these surfaces are marked by a coarser grain-size (coarse sand, gravel). The contact between beds are always erosive (Fig.6).

Their morphology and their internal structure, as described above, show that in fact they correspond to wave ripples (Boersma, 1970; Harms et al., 1982).

Beside wave ripples, the Salagou Formation contents other evidence of storm deposits such as hummocky cross stratification (HCS) (Harms, 1975) (Fig.7), polygonal interferent wave-ripples (Aigner and Fütterer, 1979; Aigner and Reineck, 1982; Allen, 1982; Guillocheau and Hoffert, 1988) and gutter-casts and small furrows (Figs. 8-9). Within the Salagou Formation, gutter-casts and furrows are small structures, 5 to 30-cm width, and with a depth ranging from several centimetres up to 20 cm. In cross section they show a U shape (Fig. 8), more or less open and symmetrical (Fig. 9). They are

either isolated within red pelites (Fig. 9) or they form highly irregular beds (Fig. 8). In plane view, their mean long axis is sinuous with numerous branching. These gutter-casts and furrows result from the combination of the oscillatory flow of waves with unidirectional flow that causes basal erosion during storm apexes (Aigner, 1985; Guillocheau, 1990; Myrow, 1992).

HYDRODYNAMICS WITH REGARDS TO WAVES RIPPLES

In both marine and lacustrine domains, the morphology and the internal structure of wave ripples are controlled by the physical mechanisms that are responsible for their development, allowing in turn to characterise the depositional environment with regards to hydrodynamics and bathymetry (Komar, 1974; Allen, 1981b; Harms et al., 1982...).

Type 1 ripples are produced by low orbital speed in small stretch with a maximum depth of some centimetres (Singh and Wunderlich, 1978). Their occurrence together with synepsid reptiles tracks (*Therapsida*) (Ellenberger, 1983) in the Lodève Basin (Fig.10) suggests a transitory emerged environment.

Type 2 ripples are produced by waves of variable orbital speed. The trochoidal ripples (or “vortex ripples”) correspond to relatively low orbital speed (Bagnold, 1946; Clifton, 1976). Rounded ripples (or “post-vortex” ripples) are characteristic of a more high orbital speed (Komar and Miller, 1975; Clifton, 1976; Miller and Komar, 1980). The presence of asymmetrical ripples and of 3D crest lines associated with 2D symmetrical ripples show that the oscillatory flow was influenced by a superimposed unidirectional flow during the wave ripples development (Boersma, 1970; Clifton, 1976; Allen, 1985; Cheel, 1990; Allen, 1997...).

With regard to internal structures of type 2 ripples, S-climbing ripple lamination and sub-planar laminations, and oblique laminations are produced by dominant oscillatory flow and by secondary laminar flow, respectively (Boersma, 1970; Allen, 1985; Cheel, 1990; Allen, 1997) (Fig.4). The transition from a planar lamination to a S-climbing ripple lamination is interpreted as due to the drastic energy decrease during a storm cycle, which is characterised by the transition from high energy planar flow to an oscillatory flow (Aspler et al., 1994) (Fig.5). The presence of erosive surfaces at the base of beds and within the different formations, (2) wave-ripple cross-bedding (trough shaped) (3) S-climbing ripple lamination and (4) pervasive erosive contact between these different components (Fig. 6), all these features are characteristic of mixed storm deposits, corresponding to several storm events. The mixed surfaces are marked by the transition from S-climbing ripple lamination to wave-ripple cross-bedding and by the erosive surfaces which require higher flow regime condition.

BATHYMETRY ESTMATE FROM RIPPLE WAVELENGTH

Following Komar (1974), Allen (1981b), Sundquist (1982), Diem (1985), bathymetry can be estimated by the physical analysis of wave ripples morphology, ripple wavelength (λ) and grain diameter (D). Calculation principle has been developed from the relation between the oscillatory motion of the water molecules and the associated ripple wavelength. Such a relation allows the waves physical characteristics (orbital velocity, periodicity, and height) to be determine that are responsible for the development of ripples. Then, the depth at which wave ripples develop is calculated from these parameters (the details of calculation are explained in appendix.).

In the present study we used five ranges of wavelength and amplitude respectively that are representative of the whole ripples of the Salagou Formation The observed maximum wavelength is of 6 cm. Well sorting and small grain size (silt to fine sand) allow compaction effect on ripple dimensions to be neglected (Allen, 1981b).

Maximum calculated depth is of 15 m (Table 1). Because most of ripple wavelengths range between 3 cm and 4 cm, maximum depth is likely comprised between 6 m and 9 m.

WAVE RIPPLES AND GUTTER-CASTS ORIENTATION

As described above, type 1 ripples do not occur within open lacustrine environment, as type 2 ripples do, but develop in a very shallow stretch. Therefore, type 1 ripples do not reflect hydrodynamics at basin scale and their orientation is highly variable (Fig. 11).

Type 2 ripples have been analysed on 13 sites (Fig. 12), each site representing several tens of data. Direction analysis shows a maximum between N110 and N 130 for all Salagou Formation (Fig. 13a). Some ripples have a different N 040 – N050 orientation at the base of the Salagou Formation (Fig. 13b), ripples orientation are more constant at the top of the Salagou Formation (Fig. 13c), but there is no relation between ripple orientation and ripple location within the basin (Fig. 12).

Gutter-casts display a consistent N 030 – N040 direction, that is perpendicular to the wave ripples dominant orientation (Fig. 14).

WAVE RIPPLES IN LACUSTRINE DEPOSITS: AN INDICATOR OF PALEOWIND DIRECTIONS

Relation between wave ripples directions and paleowinds orientation: general consideration

Waves may develop under various processes such as wind, tsunami, seiche etc. In the case of the Salagou Formation, paleobathymetry calculation provides a maximum 5 seconds wave period.

Such a small value argues for waves that are driven by the wind (Allen, 1997), blowing on rather limited water extent like shallow lakes (Komar, 1974).

Wave ripples generally develop in a direction that is perpendicular to the wind direction (Harms et al., 1982). However currents and topography respectively may disturb this angular relation between wave ripples and wind directions (see general discussion in Allen, 1997).

Three types of currents may originate during a storm event (Allen, 1997):

- (1) Wind-driven currents that propagate towards the wind direction;
- (2) “Stoke currents” induced by in mass water motion resulting from waves, and that propagate towards the waves direction;
- (3) Longshore, rip and downwelling currents that are related to the water piling up at the coast; longshore currents, and rip and downwelling currents are parallel and perpendicular to the coastline respectively.

The Coriolis force due to the Earth’s rotation may also deflect the direction of some of these currents (Ekman transport). Geostrophic currents generally originate at depth of more than 15 m (Swift et al., 1987). In this case, directions of wind-driven currents and rip and downwelling currents tend to be reversed, that is, to be perpendicular and parallel to the coast line respectively (Allen, 1997).

To summarise, wave ripples may show two dominant orientations, parallel and perpendicular to the wind direction, which depend on their origin or geostrophic effects.

Beside hydrodynamics related to storm events, occurrence of tides within lakes (Talbot and Allen, 1996) is a potential cause of currents disturbance. Indeed, alternation of flood and ebb tide currents with respective different direction is strongly controlled by paleogeography and locates in distinct zones within numerous channels (Reineck and Singh, 1980). This would result in much more important disturbance of currents than those considered above.

The case of the Salagou Formation

The analysis of the wave ripples of the Salagou Formation precludes the occurrence of several current types, as described in the previous section, within the Permian Lodève lake.

(1) Geostrophic currents

In the Salagou formation, the maximum depth ranges between 6 m and 9 m. Moreover, during Permian times, the Lodève Basin was located at 0°-10° North latitude (Scotese and Mc Kerrow, 1990, Becq-Giraudon and Van Den Driessche, 1994). These data argue for the absence of Coriolis force effect and the geostrophic currents during the wave ripples development in the Salagou Formation.

(2) Tide currents

No characteristic tide deposits associated to wave ripples such as currents with opposite directions, or megaripple with clay double drapes, evidence of ebb-flood tidal cycles (Visser, 1980, Allen and Homewood, 1984) have been observed, suggesting that tide currents did not occur.

(3) Rip and downwelling currents

When the Coriolis force does not act, rip and downwelling currents are perpendicular to the coast. No typical structures associated to wave ripples such as current megaripples, troughs or runnels with curved basement (Reineck and Singh, 1980) have been observed. The influence of such currents, if they would have occurred, was most probably negligible.

Unidirectional currents

Asymmetrical Type 2 ripples are always associated with symmetrical ones within the same bed. The "en plan" view geometry of wave ripples is mostly two-dimensional and ripple waves with three-dimensional geometry are always associated with the former within a same bed. Finally the internal structure of the wave ripples shows that flow was dominantly oscillatory. All these characteristics strongly suggest that the influence of unidirectional currents was negligible during the development of the wave ripples (Arnott and Southard, 1990; Myrow and Southard, 1991). The only unidirectional currents that might have influenced the wave ripples development are induced currents (i.e. Stoke and wind-driven currents).

(4) Stoke currents

The occurrence of asymmetrical wave ripples with three-dimensional geometry (Fig. 3d) and oblique laminations (Fig. 4) might reveals the influence of Stoke currents. These structures are statistically orientated in the direction of the swell propagation (Allen, 1979). Therefore Stoke currents will not modify the wave ripples direction.

(5) Wind-driven currents

In the absence of the Coriolis force, wind-driven currents are parallel to the wind direction. These currents may be strong during storm apexes. Their interaction with the Stoke currents and the motion of waves probably results in the development of gutter-casts. The orientation of the erosional gutters, which is orthogonal to the wave ripples one (Fig.14), corresponds to the oncoming direction of storms (Aigner, 1985).

Finally, unidirectional currents times do not seem to have disturbed the direction of the wave ripples that were developing during Permian lacustrine sedimentation within the Lodève Basin.

Relation between wave ripples directions and topography: general consideration

The influence of topography on wave ripples orientation is still a matter of debate. Most of work considers that the main direction of the wave ripples, that occur in both marine and lacustrine

environments, mostly reflect the coast lines general orientation whereas minor directions are induced by topographic irregularities (e.g. Leckie and Krystinik, 1989; Duke et al., 1991; Asper et al., 1994). However, Diem (1985) notes that, along a same direction through distal to proximal domains, topography has much more influence on proximal wave ripples, because of refraction effects along the coast, than it does on distal ones. Thus, the direction of distal wave ripples is not influenced by refraction effects and reflects the direction of swell, whereas the direction of proximal wave ripples underlines the coast orientation (Diem, 1985). Without denying refraction effects, other work remarks that the coast direction often does not match the main direction of wave ripples in both marine and lacustrine environments (Tanner, 1963; Davis, 1965; Aigner, 1985; Boyd et al., 1988). These authors interpret the main direction of waves ripples as indicating the one of the dominant wind and the minor directions as resulting either from topography or from variable oncoming directions of storms (Fox and Davis, 1976).

The case of the Salagou Formation

Three types of arguments that concern (1) hydrodynamics within lacustrine domain, (2) the paleogeographical limits of the Salagou Formation and (3) the influence of the wave periodicity, allow to reject refraction effects in the case of the Salagou Formation.

(1) Hydrodynamics in lacustrine domain

Wave development in a lake requires that the dimensions of atmospheric phenomena, which produce storms, at least equal these of the lake (Lemmin, 1995). Moreover, the fetch, which controls the ability of waves to develop, is much lower in lacustrine domain than in marine domain. Therefore waves will develop only if the wind blows homogeneously on the whole lake surface, with constant strength and direction during several days. Contrary to the ocean in which swell often occurs far from the area where the wind blows (Allen, 1987), in lacustrine domain waves are triggered by wind (Lemmin, 1995). In consequence the direction of waves and resulting ripples in lacustrine domain reflect the direction of the dominant wind (Davis, 1965).

(2) Paleogeographical constraints of the Salagou Formation

The outcropping limits of the Lodève current through strongly suggest that the Permian basin had a roughly similar shape. If refraction effects were occurring in the Permian lake, wave interfering would have been numerous especially when approaching the coastlines and therefore wave ripples would have shown highly variable orientation. It is not the case: N 110 – N130 wave ripples are pervasive within the Salagou Formation and do not show any disturbance at the vicinity of the Aires fault or the La Tour-sur-Orb fault (Fig.12). Moreover the N 110 – N130 dominant orientation does not

correspond to the direction of the basin mean trend. Therefore, the wave ripples orientation does not reflect that of the limits of the Permian lake.

(3) Influence of the waves period

Refraction effects result from the water depth decrease. For a same depth, refraction is mainly controlled by waves periodicity. In such a case, waves with periodicity higher than 10 sec (storm swell) will undergo more refraction effects than waves with much lower periodicity will do (Diem, 1985). Sedimentary pattern of the lacustrine Salagou formation has been described as corresponding to playa environment (Odin 1986). This implies that the depth of the Permian lake was rather constant through the major part of the basin when wave ripples were developing.

On the other hand, calculation of waves periodicity in the Salagou Formation provides values between 0,7 sec and 5 sec (see appendix). Such low period of oscillation does not correspond to that of storm swell (Allen, 1997). The depth being constant, if refraction has occurred, its effect on waves would have been negligible.

CONCLUSION

The above line of argument tends to demonstrate that in the Late Permian Salagou lake, neither unidirectional currents nor topography influenced waves orientation.

We therefore interpret the N110 –N130 orientation of the wave ripples of the Salagou formation as directly related and orthogonal to the direction of the dominant wind that was blowing in this area during the Late Permian. The deduced N020 –N040 wind direction must be corrected with regard to polar wandering since this period by about 18° clockwise rotation (Besse, 1986), resulting in a true N-S to N020 wind direction (Fig. 15). Although we do not determine it, it is to note that the statistical orientation of current laminations and wave ripples asymmetry that are related to Stoke currents may also inform about the vergence of the blowing wind.

The sedimentation duration of the Salagou Formation is difficult to determine precisely, but it was most probably in order of some millions of years. As wave ripples with constant orientation are pervasive within the Salagou formation, this strongly suggests rather stable, long-term climatic conditions during the Late Permian that contrast with the recent ones.

Remnants of lacustrine and aeolian deposits are widespread throughout the world during Permian times. Using carefully sedimentological data may be therefore a powerful tool to constraint modelling of Earth's past climates.

REFERENCES

- Aigner, T.** (1985) *Storm depositional systems : Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences*. Lecture Note in Earth Sciences, **3**, 174 pp, Springer Verlag, Berlin.
- Aigner, T. & Fütterer, E.** (1978) Kolk-Töpfe und Rinnen (pot and gutter casts) in Muschelkalk Anzeiger für Wattenmeer? *Neues Jb. Mineral. Abh.*, **156**, 285-304.
- Aigner, T. & Reineck, H. E.** (1982) Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenb. Marit.*, **14**, 183-215.
- Alabouvette, B., Aubague, M., Bambier, A., Feist, R. & Paloc, H.** (1982). *Carte géologique Lodeve (n°989) 1/50000*. BRGM.
- Allen, J. R. L.** (1979) A model for the interpretation of wave ripple marks using their wavelength, textural composition, and shape. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 673-682.
- Allen, J. R. L.** (1982) *Sedimentary structures. Their characters and physical basis*. Elsevier Scientific Publication, Amsterdam. I: 593 pp., II: 663 pp.
- Allen, J. R. L.** (1984) Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sed. Geol.*, **39**, 227-242.
- Allen, J. R. L.** (1994) Paleowind: geological criteria for direction and strength. In: *Paleoclimates and their modelling, with special reference to the Mesozoic era* (Eds. J. R. L. Allen, B. J. Hoskins, B. W. Sellwood, R. A. Spicer and P. J. Valdes), pp. 27-34, Chapman & Hall for The Royal Society, London.
- Allen, P. A.** (1981a) Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, **28**, 369-379.
- Allen, P. A.** (1981b) Some guidelines in reconstructing ancient sea conditions from wave ripple marks. *Mar. Geol.*, **43**, 59-67.
- Allen, P. A.** (1997) *Earth surface processes*. Blackwell Scientific Publication, Oxford. 404 pp.
- Allen, P. A. & Homewood, P.** (1984) Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, **31**, 63-81.
- Arnott, W. R. & Southard, J. B.** (1990) Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *J. Sed. Res.*, **60**, 211-219.
- Aspler, L. B., Chiarenzelli, J. R. & Bursey, T. L.** (1994) Ripple marks in quartz arenites of the Hurwitz group, Northwest Territories, Canada: Evidence for sedimentation in a vast, early proterozoic, shallow, fresh-water lake. *J. Sed. Res.*, **A64**, 282-298.
- Bagnold, R. A.** (1946) Motion of waves in shallow water. Interaction between waves and sand bottom. *Proc. Roy. Soc. London*, **187A**, 1-15.

- Becq-Giraudon, J.-F., Montenat, C. & Van Den Driessche, J.** (1996) Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central: tectonic implication. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **122**, 227-241.
- Besse, J., Théveniaut, V. & Courtillot, V.** (1996) Apparent polar wander paths for North America, Europe, Africa, Laurussia and west Gondwana since the Upper Carboniferous. In: *The Thetys Ocean*, (Eds. A. E. M. Nairn, L. E. Ricou, B. Vrielynck and J. Dercourt), *The Ocean Basins and Margins*, **8**, pp. 71-97, Plenum Press, New-York.
- Boersma, J. R.** (1970) *Distinguishing features of wave-ripples cross-stratification and morphology*. Thesis, Utrecht, 65 pp.
- Boyd, R., Forbes, D. L. & Heffler, D. E.** (1988) Time-sequence observations of wave-formed sand ripples on an ocean shoreface. *Sedimentology*, **35**, 449-464.
- Cheel, R. J.** (1990) Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions. *Sedimentology*, **37**, 517-529.
- Clifton, H. E.** (1976) Wave-formed sedimentary structure-a conceptual model. In: *Beach and Nearshore Sedimentation*, (Eds. R. A. Davies and R. L. Ethington), *SEPM Spec. Publ.* **24**, pp. 126-148.
- Crowley, T. J., Mengel, J. G. & Short, D. A.** (1987) Gondwanaland's seasonal cycle. *Nature*, **329**, 803-807.
- Davis, R. A. J.** (1965) Underwater study of ripples, southeastern Lake Michigan. *J. Sed. Petrol.*, **35**, 857-866.
- Diem, B.** (1985) Analytical method for estimating paleowave climate and water depth from wave ripple marks. *Sedimentology*, **32**, 705-720.
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C. & Cheel, R. J.** (1991) Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insights on a stormy debate. *Geology*, **19**, 625-628.
- Ellenberger, P.** (1983) Sur la zonation ichnologiques du Permien moyen (Saxonien). *CR Acad. Sci. Paris*, **297**, 553-558.
- Flint, R. F.** (1971) *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley and Sons, New-York. 892pp.
- Fluteau, F.** (1999) *Impact de la tectonique des plaques sur le climat*. Thèse, Université Paris VII. 249 pp.
- Fluteau, F., Besse, J., Broutin, J. & Ramstein, G.** (2001) The Late Permian climate. What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **167**, 39-71.
- Fox, W. T. & Davis, R. A.** (1976) Weather patterns and coastal processes. In: *Beach and nearshore sedimentation*, (Eds. R. A. Davis and R. L. Ethington), *SEPM Spec. Publ.*, **24**, pp. 1-23.

- Gand, G., Lapeyrie, J., Garric, J., Nel, A., Schneider, J. & Walter, H.** (1997) Discovery of Arthropods and Bivalve shells in continental Permian deposits (Lodévois, France). *CR Acad. Sci. Paris*, **325**, 891-898.
- Glennie, K. W.** (1990) Rotliegende sediment distribution; a result of late Carboniferous movements. In: *Tectonic Events Responsible for Britain's oil and gas reserves*, (Eds. R. F. P. Hardman and J. Brooks), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **55**, pp. 127-138.
- Greenwood, B. & Sherman, D. J.** (1986) Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, **33**, 33-45.
- Guillocheau, F.** (1990) *Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple du Dévonien armoricain*. Thèse d'état, Université Louis Pasteur, Strasbourg. pp. 257.
- Guillocheau, F. & Hoffert, M.** (1988) Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaines à l'Ordovicien et au Devonien. *CR Acad. Sci. Paris*, **307**, 1909-1916.
- Hamlin, H. S., Dutton, S. P., Seggie, R. J. & Tyler, N.** (1996) Depositional controls on reservoir properties in a Braid Delta Sandstone, Tirrawara oil field, South Australia. *AAPG Bull.*, **80**, 139-156.
- Harms, J. C., Southard, J. B. & Walker, R. G.** (1982) Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course*, **9**, 851 pp.
- Johnson, T. C.** (1984) Sedimentation in large lakes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **12**, 179-204.
- Karpeta, W. P.** (1990) The morphology of Permian palaeodunes- a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sed. Geol.*, **69**, 59-75.
- Komar, P. D. & Miller, M. C.** (1975) The threshold of sediment movement under oscillatory waterwaves. *J. Sed. Petrol.*, **43**, 1101-1110.
- Kutzbach, J. E. & Gallimore, R. G.** (1989) Pangaeian climates; megamonsoons of the megacontinent. *J. Geophys. Res.*, **94**, 3341-3357.
- Kutzbach, J. E. & Ziegler, A. M.** (1994) Simulation of the Late Permian climates and biomes with an atmosphere-ocean model : comparisons with observations. In: *Paleoclimates and their modelling, with special reference to the Mesozoic era* (Eds. J. R. L. Allen, B. J. Hoskins, B. W. Sellwood, R. A. Spicer and P. J. Valdes), pp 119-132, Chapman & Hall for The Royal Society, London.
- Leckie, D. A. & Krystinik, L. F.** (1989) Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits? *J. Sed. Petrol.*, **59**, 862-870.
- Lemmin, U.** (1995) Limnologie physique. In: *Limnologie générale* (Eds. R. Pourriot and M. Meybeck), pp 60-114. Masson, Paris.
- Ménard, G. & Molnar, P.** (1988) Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. *Nature*, **334**, 235-237.
- Miller, M. C. & Komar, P. D.** (1980) Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. *J. Sed. Petrol.*, **50**, 173-182.

- Milroy, P. G. & Wright, P.** (2000) A highstand oolitic and associated facies from a Late Triassic lake basin, south-west England. *Sedimentology*, **47**, 187-209.
- Molnar, P. & England, P.** (1990) Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ? *Nature*, **346**, 29-34.
- Mouton, V.** (1998) *Démantèlement de la chaîne Hercynienne*. DEA, Geosciences Rennes.
- Myrow, P. M.** (1992) Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, southeast Newfoundland. *J. Sed. Petrol.*, **62**, 992-1007.
- Myrow, P. M. & Southard, J. B.** (1991) Combined flow model for vertical stratification sequence in shallow marine strom-deposited beds. *J. Sed. Petrol.*, **61**, 202-210.
- Odin, B.** (1986) *Les formations permienes, Autunien supérieur à Thuringienne, du "Bassin" de Lodève (Hérault, France)*. Thèse, Université Aix-Marseille III, pp. 392.
- Reading, H. G. & Collinson, J. D.** (1996) Clastic Coasts. In: *Sedimentary environments : Processes, facies and stratigraphy*, (Eds. H. G. Reading), **3**, pp. 154-232. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B.** (1980) *Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics*. Springer Verlag, Berlin, 2 nd, 549 pp.
- Santouil, G.** (1980) *Tectonique et microtectonique comparée de la distension permienne et de l'évolution post-triassique dans les bassins de Lodève, St Affrique et Rodez*. Thèse, Université Montpellier II.
- Scotese, M. R. & Mc Kerrow, W. S.** (1990) Revised world maps and introduction. In: *Paleozoic Paleogeography and Biogeography*, (Eds. M. R. Scotese and W. S. Mc Kerrow), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **12**, pp. 1-21
- Singh, I. B. & Wunderlich, F.** (1978) On the terms Wrinkle marks (Runzelmarken), Millimetre ripples, and mini-ripples. *Senckenb. Marit.*, **10**, 75-83.
- Sundquist, B.** (1982) Paleobathymetric interpretation of wave ripple-marks in a Ludlovian grainstone of Gotland. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **104**, 157-166.
- Swift, D. J. P., Hudelson, P. M., Brenner, R. L. & Thompson, P.** (1987) Shelf construction in a foreland basin : storm beds, shelf sand-bodies, and shelf-slope depositional sequence in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. *Sedimentology*, **34**, 141-170.
- Talbot, M. R. & Allen, P. A.** (1996) Lakes. In: *Sedimentary environments : Processes, Facies and Stratigraphy*, (Eds. H. G. Reading), **3**, pp. 83-124. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Tanner, W. F.** (1963) Permian shoreline of central New Mexico. *AAPG Bull.*, **47**, 1604-1610.
- Van Den Driessche, J. & Brun, J. P.** (1989) Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le sud du Massif Central. *CR Acad. Sci. Paris*, **309**, 1607-1613.

- Van Den Driessche, J. & Brun, J. P.** (1991) Structure and evolution of Late Variscan extensional gneiss dome (Montagne Noire, southern Massif central, France. *Geodin. Acta*, **5**, 85-99.
- Van Dijk, D. E., Hobbday, D. K. & Tankard, A. J.** (1978) Permo-Triassic lacustrine deposits in the Eastern Karoo Basin, Natal, South Africa. In: *Modern and ancient lakes sediments*, (Eds. A. Matter and M. E. Tucker), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **2**, 225-239.
- Visser, M. J.** (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.
- Yemane, K.** (1993) Contribution of Late Permian palaeogeography in maintaining a temperate climate in Gondwana. *Nature*, **361**, 51-54.
- Yemane, K., Siegenthaler, C. & Kelts, K.** (1989) Lacustrine environment during Lower Beaufort (Upper Permian) Karoo deposition in northern Malawi. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **70**, 165-178.
- Ziegler, A. M.** (1990) Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. In: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, (Eds. W. S. Mc Kerrow and C. R. Scotese), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **12**, pp. 363-379.

APPENDIX

The calculation of paleobathymetry from wave ripple morphology is based on the studies of Komar (1974), Allen (1981b) and Diem (1985).

The wavelength of wave ripple (λ) is linked to wavelength of wave by an empirical variable, the orbital diameter (d_o). The orbital diameter corresponds to the maximum displacement of a water molecule at the origine of wave ripple formation. It is given by :

$$\lambda = 0.65d_o \quad (1)$$

This relation is true if and only if :

$$\lambda < 0.0028D^{1.28} \quad (2)$$

(D is the grain diameter)

The application of relation (2) eliminates silt of size inferior to 7 μ m. For our calculation, we will use grain of size contained between 7 et 250 μ m. This interval corresponds to the granulometric distribution of Salagou formation wave ripples.

In order to determinate the bathymetry of the lake, we have to calculate the orbital velocity of water molecule necessary to move sediment from the bottom of the water. The minimum orbital velocity (U_t) is a function of the orbital diameter (d_o), the gravity acceleration (g), the water (ρ_w) and sediment (ρ_s) density and the grain diameter (D):

$$U_t = \sqrt{\frac{0.21 \sqrt{\frac{d_o}{D}} (\rho_w - \rho_s) g D}{\rho_w}} \quad (3)$$

This relation is true if and only if $D < 0.5$ mm. The maximum orbital velocity (U_m) is given by :

$$U_m = \sqrt{0.112 g d_o} \quad (4)$$

The "true" orbital velocity is contained between these two variables :

$$U_t \leq U_v \leq U_{max} \quad (5)$$

The wave oscillation period is determinate by two relations. The minimum oscillation period is dependent upon the orbital diameter (d_o) and the acceleration of gravity (g) :

$$T_{min} = \sqrt{\frac{8.9 d_o}{g}} \quad (6)$$

The maximum oscillation period is a function of the minimum orbital velocity (U_t) and the orbital diameter (d_o):

$$T_{max} = \frac{d_o}{U_t} \quad (7)$$

If there exist no interaction between the wave propagation and the bottom of the water, the wave length (L_t) of the wave is dependent upon the gravity acceleration (g), the orbital diameter (d_o) and the minimum orbital velocity (U_t) :

$$L_t = \frac{gd_o}{2U_t^2} \quad (8)$$

This variable allow us to determinate the maximum (L_{max}) and the minimum (L_{min}) wave length of the wave in the case of interaction with the bottom of the water :

$$L_{max} = \frac{L_t}{\sqrt{2}} \sqrt{1 + \sqrt{1 - \frac{80.4U_t^4}{gd_o^3}}} \quad (9)$$

$$L_{min} = \frac{L_t}{\sqrt{2}} \sqrt{1 - \sqrt{1 - \frac{80.4U_t^4}{gd_o^3}}} \quad (10)$$

For a value of wave length (L) contains between (L_{min}) and (L_{max}), we can calculate the water-depth (h) (paleobathymetry) :

$$h = \frac{L}{2} \operatorname{arcosh} \left(\frac{0.142L}{d_o} \right) \quad (11)$$

With the wave length (L) and the paleobathymetry (h) we can calculate the wave heigth (H) :

$$H = d_o \sinh \left(\frac{2h}{L} \right) \quad (12)$$

The choice of realistic wave length (L) and the corresponding value of paleobathymetry (h) and wave height (H) are constrained by the wave stability criterion given by two relations :

$$\frac{H}{h} \geq 0.78 \quad (13) \quad \text{and} \quad \frac{H}{L} \geq 0.142 \tanh \left(\frac{2h}{L} \right) \quad (14)$$

and only if the ripples are vortex ripples. The existence field of vortex ripple is given by the ratio of the wave length to the amplitude of the ripple (steepness) :

$$4.5 \leq \frac{L}{H} \leq 8 \quad (15)$$

The application of relation (2) (13) (14) (15) give a range of realistic paleobathymetric values (table 1, bold columns) corresponding to the wave ripples morphologies of Salagou formation (in our calculation $g=9,81 \text{ m}^2\text{s}^{-1}$)

Figure List with Captions

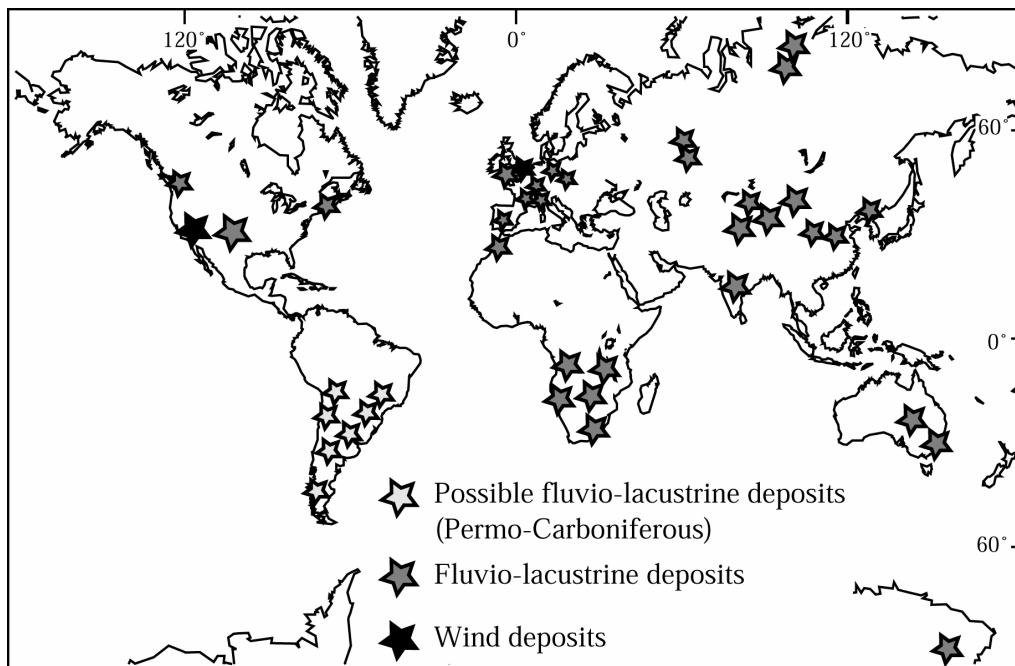


Figure 1 : Present outcrops distribution of main Permian continental deposits.

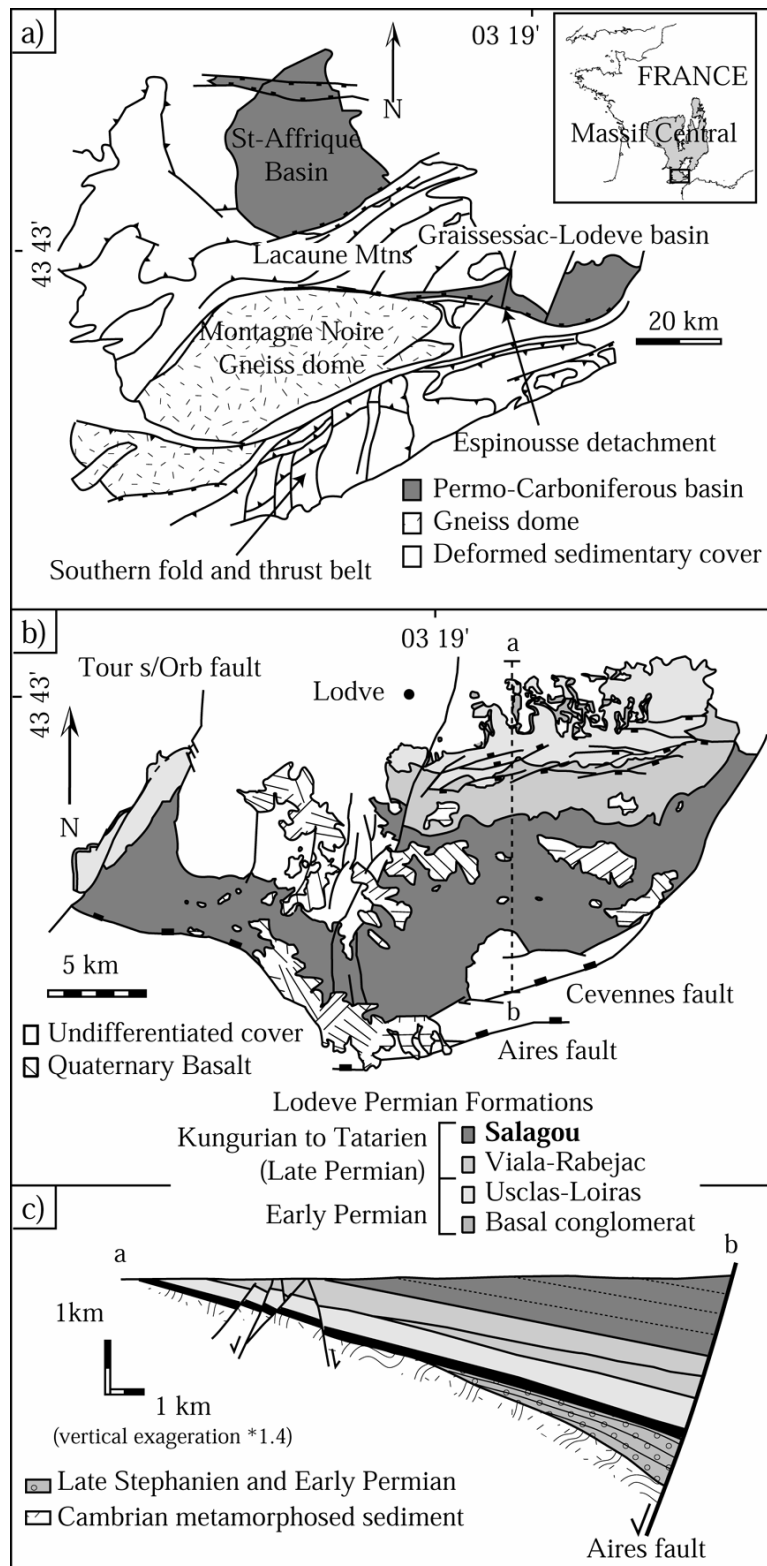


Figure 2 : General location of Lodeve basin.

2a. Structural map of the Montagne Noire modified from Van Den Driessche and Brun (1989).

2b. Geological map of Permian Lodeve basin modified from Alabouvette et al. (1982).

2c. Synthetic cross section of the Lodeve Basin modified from Mouton (1998).

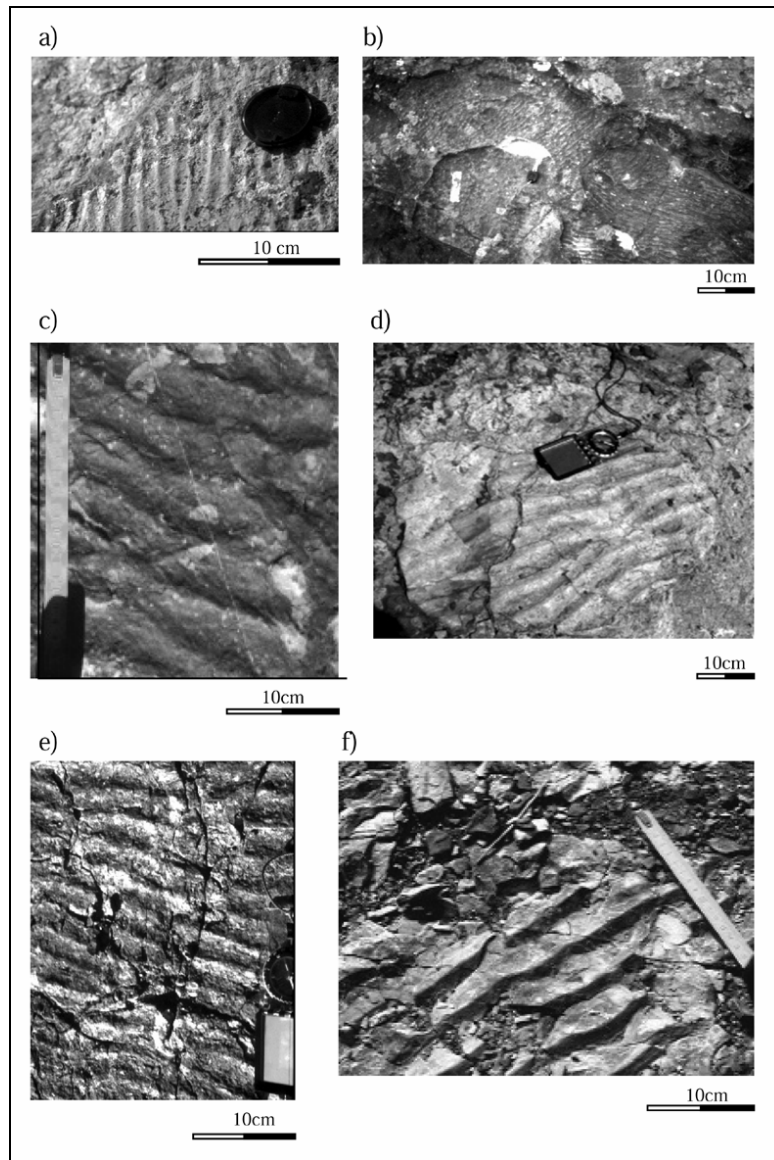


Figure 3. :

3a. Type 1 symmetrical ripples with rounded shape with tuning-fork bifurcations (wavelength = 1-2 cm, amplitude < 0.2 cm).

3b. Type 1 ripples showing high variabilities in their orientations.

3c. Type 2 symmetrical ripples with a rounded shape (wavelength = 3-4 cm, amplitude 0.5 cm).

3d. Type 2 asymmetrical ripples with a rounded shape and weakly undulatory 3D crest and tuning fork bifurcations (wavelength = 4-6 cm, amplitude = 1 cm).

3e. Type 2 symmetrical ripples with a rounded shape and 2D straight crest (wavelength = 2-3 cm, amplitude 0.5 cm).

3f. Type 2 ripples, asymmetrical shape with sharp profile ("trochoidal" shape) (wavelength = 3-4 cm, amplitude = 1 cm)

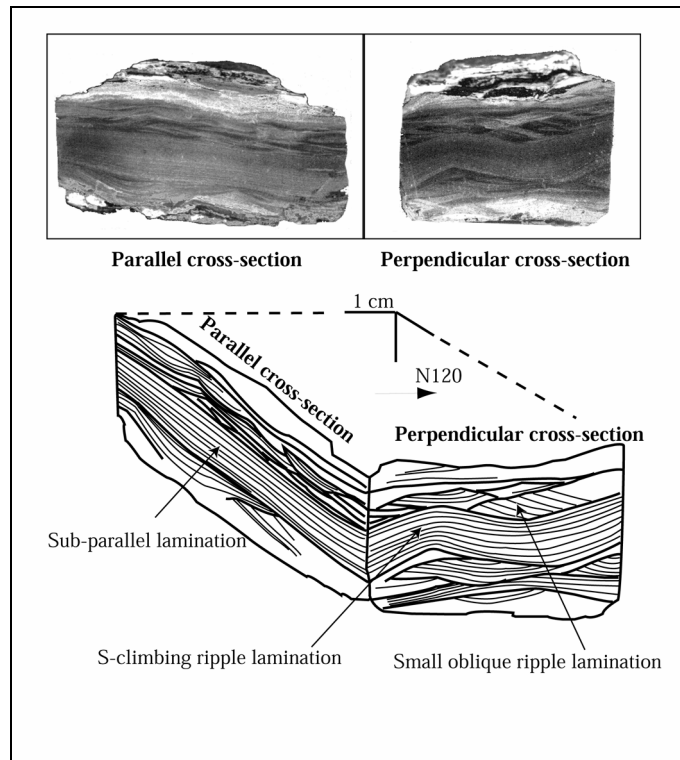


Figure 4 : Composite view of mixed oscillatory and unidirectional ripples beddings (Salagou Formation, Late Permian).

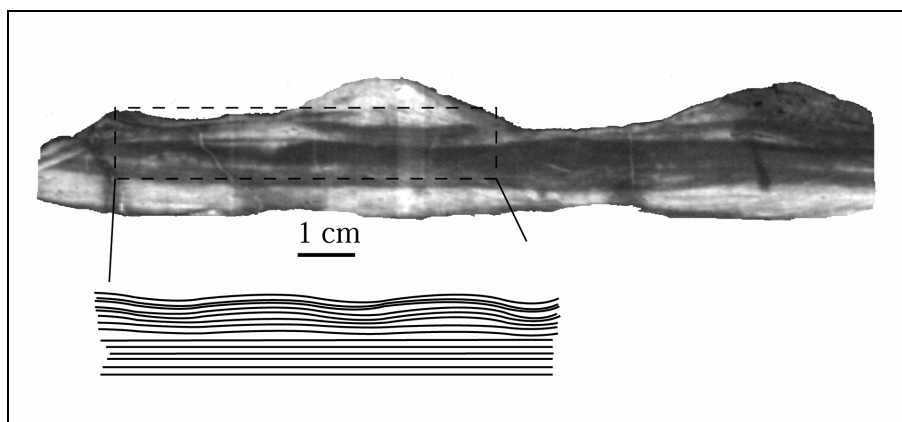


Figure 5 : Transition from planar lamination to S-climbing lamination (Salagou Formation, Late Permian).

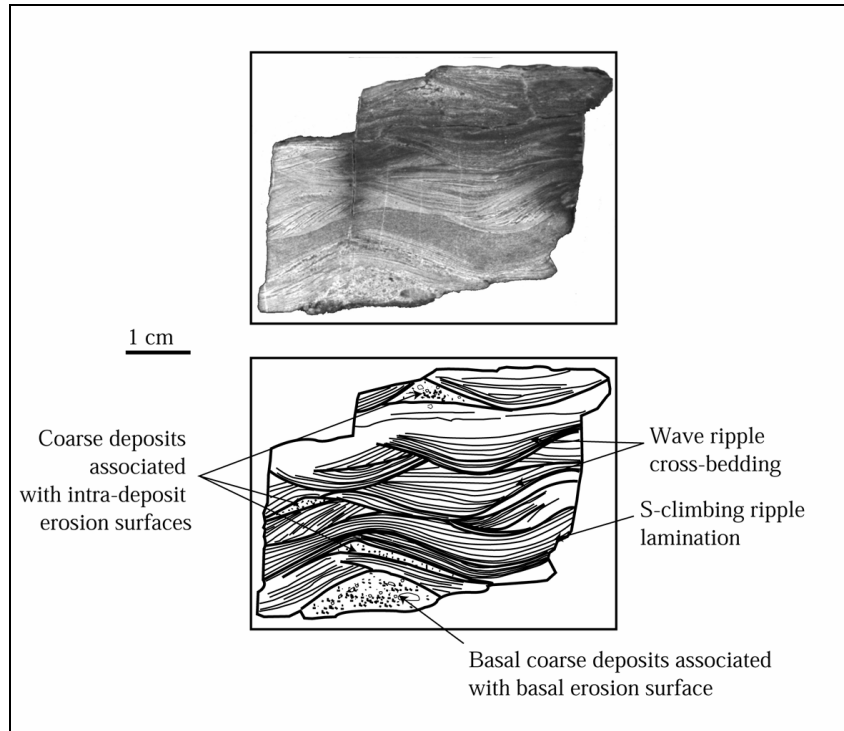


Figure 6 : Amalgamated lacustrine storm deposits of Salagou Formation (Late Permian).

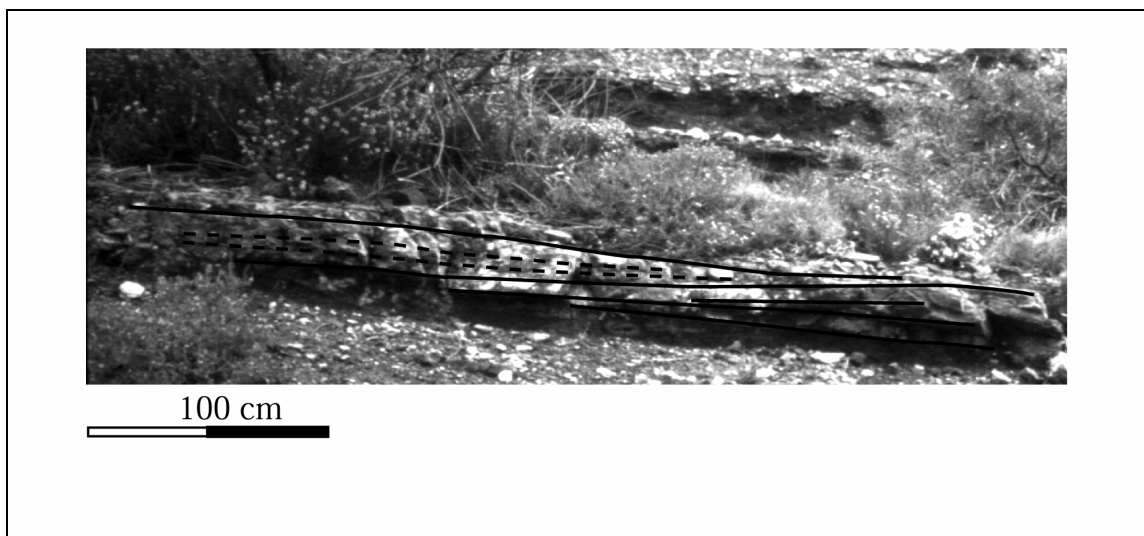


Figure 7 : Hummocky cross-stratification in cross-section showing low-angle bounding surfaces and laminae parallel to the lower bounding surface.

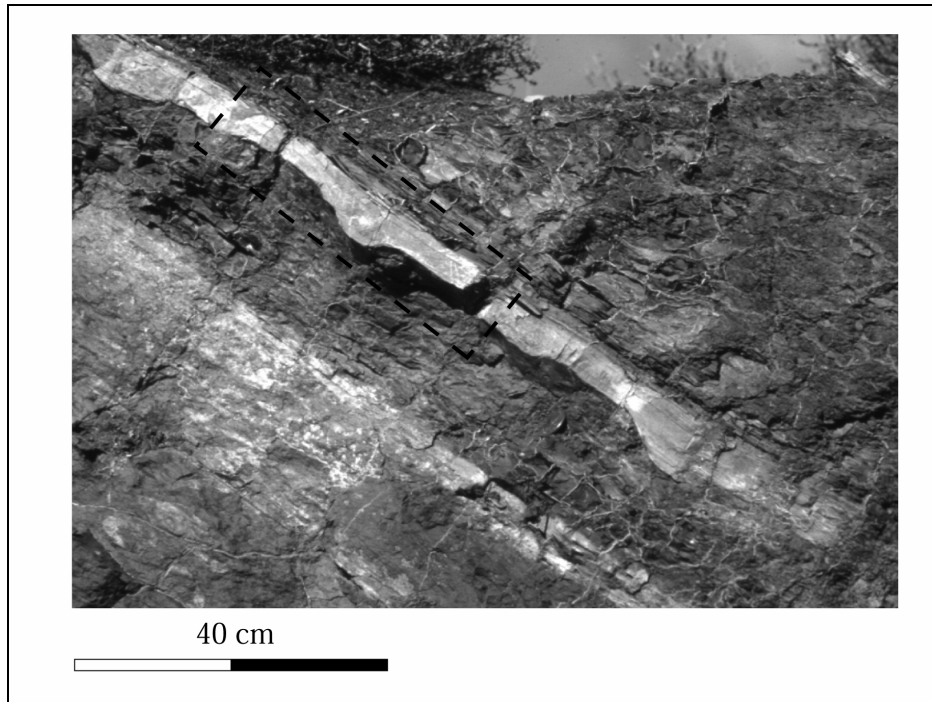


Figure 8 : Gutter cast with an open and symmetrical U shape forming irregular bedding (20 cm width, 5 cm depth).

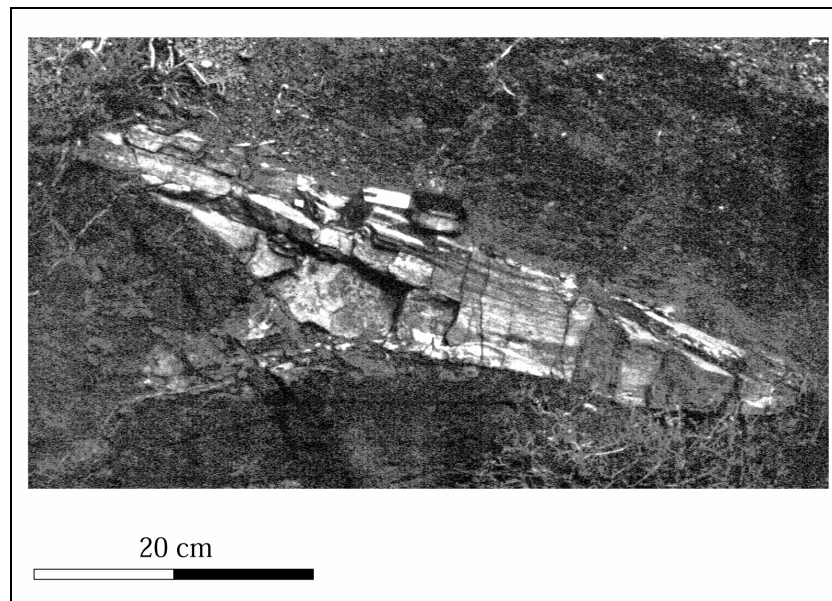


Figure 9 : Isolated small furrow with a less open and symmetrical (50 cm width, 10 cm depth) shape filled by small-scale HCS.

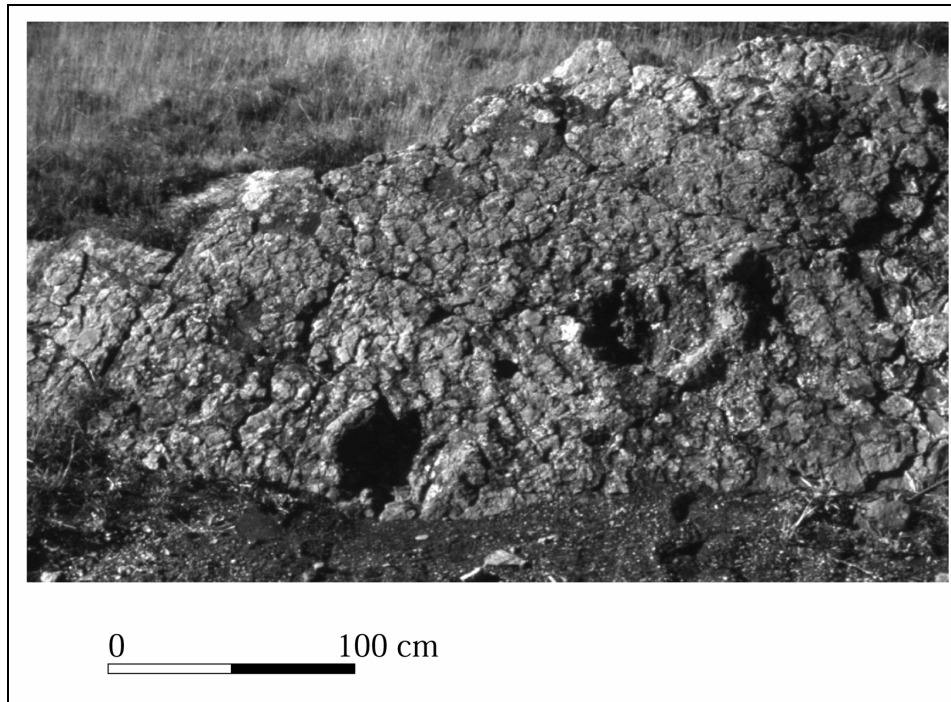


Figure 10 : Synapsid reptiles tracks (*therapsida*) of Salagou Formation (Late Permian) associated with type 1 wave ripples.

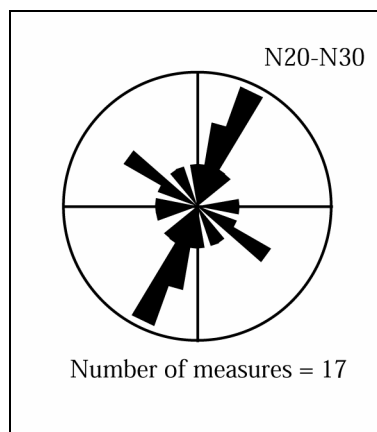


Figure 11 : Type 1 wave ripples orientations of Salagou Formation (Late Permian)

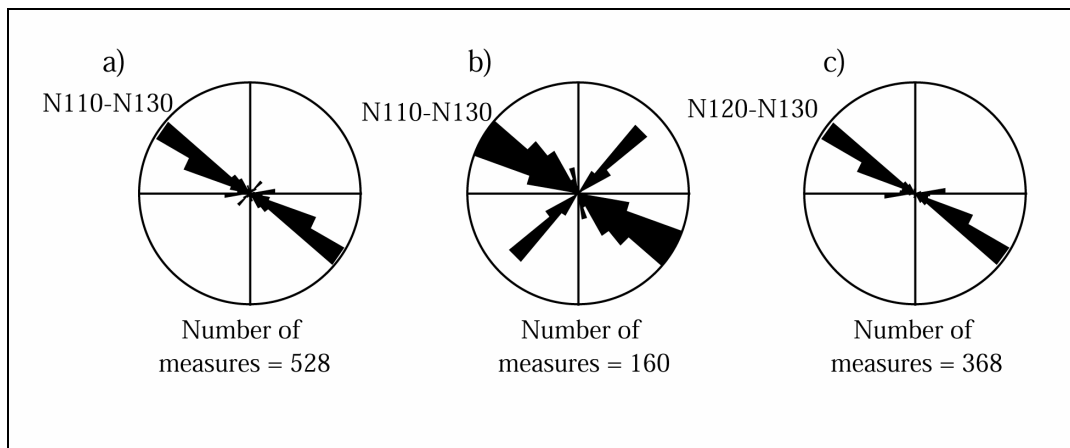


Figure 12 : Type 2 wave ripples orientations of Salagou Formation (Late Permian) a) All Salagou Formation, b) Base of Salagou Formation, c) Top of Salagou Formation.

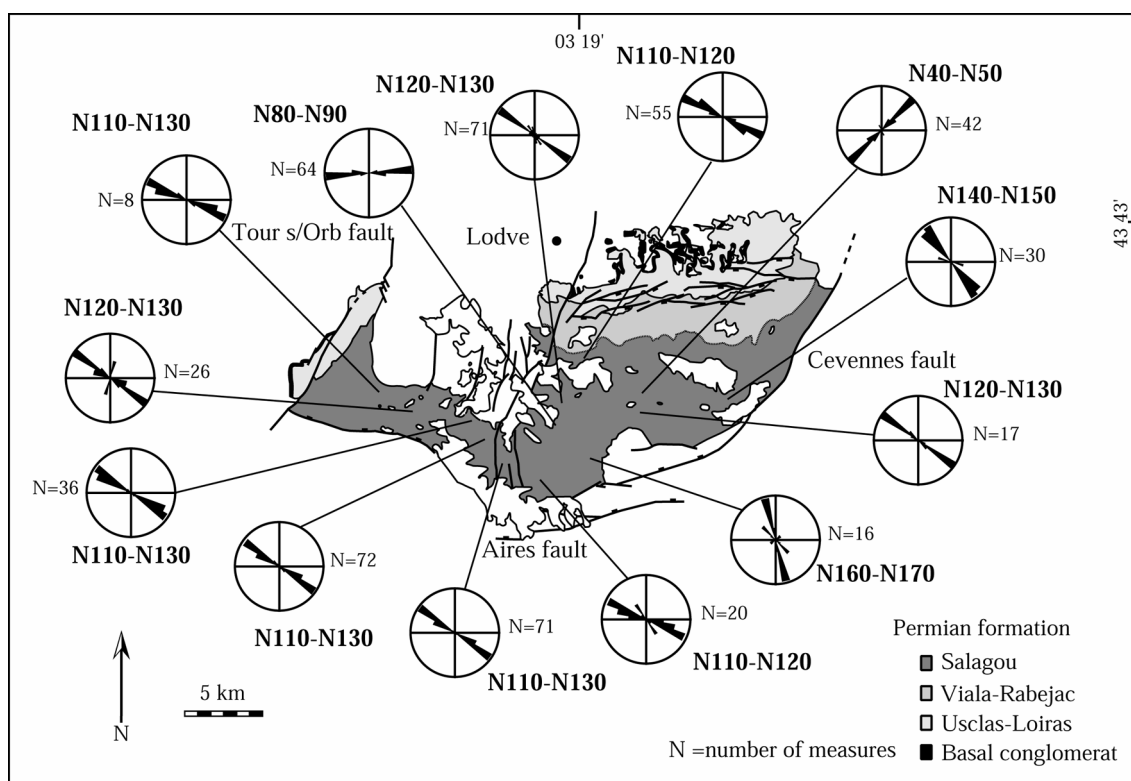


Figure 13 : Geographical repartition of wave ripples orientation of Salagou Formation in Lodeve basin (Late Permian).

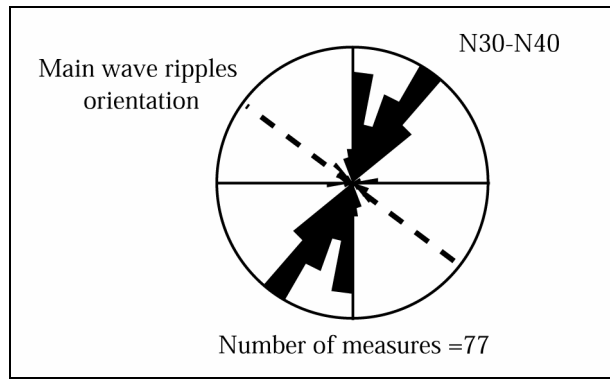


Figure 14 : Gutter-casts orientations of Salagou Formation (Late Permian) compared with main wave-ripples orientations (dotted line).

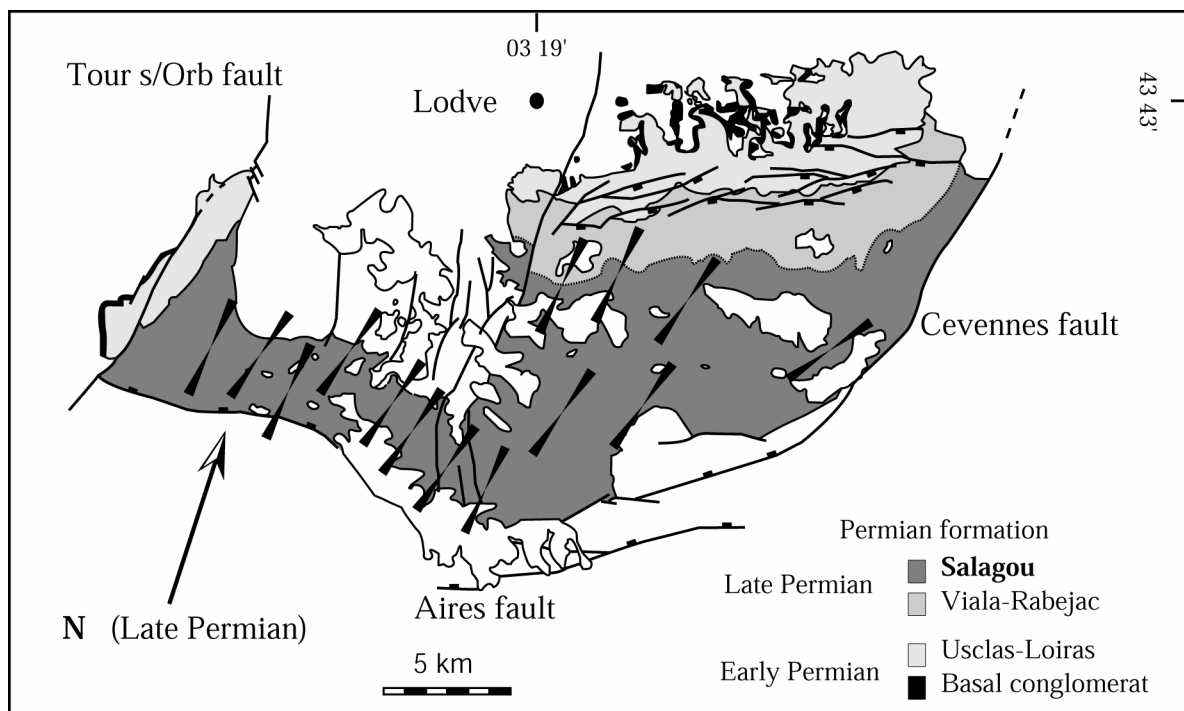


Figure 15 : Direction of dominant wind during Late Permian in Lodeve Basin.

ripple length (m)	ripple height h (m)	sediment density (kg.m-3)	grain diameter D (m)	orbital diameter do (m)	Ut (m.s-1)	Um (m.s-1)	Period		wave length Lmax(m)	steepness	wave length L (m)	waterdepth h (m)	wave height H (m)
							T min (s)	T max (s)					
0,06	0,01	2650	0,000011	0,092	0,06	0,32	0,91	4,95	38,31	6,0	3,90-0,7	15,2-0,4	0,55-0,01
0,06	0,01	2650	0,000063	0,092	0,09	0,32	0,91	3,20	16,00	6,0	1,69-0,66	4,3-0,2	0,24-0,01
0,06	0,01	2650	0,000250	0,092	0,13	0,32	0,91	2,27	8,01	6,0	0,99-0,66	1,5-0,2	0,14-0,01
0,04	0,0075	2650	0,000008	0,062	0,05	0,26	0,74	3,96	24,45	5,3	2,49-0,48	9,5-0,3	0,35-0,01
0,04	0,0075	2650	0,000063	0,062	0,08	0,26	0,74	2,36	8,70	5,3	0,94-0,44	2,1-0,1	0,13-0,01
0,04	0,0075	2650	0,000250	0,062	0,12	0,26	0,74	1,67	4,35	5,3	0,59-0,44	0,8-0,1	0,08-0,01
0,03	0,004	2650	0,000007	0,046	0,04	0,23	0,64	3,30	16,98	7,5	1,73-0,37	6,4-0,3	0,24-0,01
0,03	0,004	2650	0,000063	0,046	0,08	0,23	0,64	1,90	5,65	7,5	0,63-0,34	1,3-0,2	0,09-0,01
0,03	0,004	2650	0,000250	0,046	0,11	0,23	0,64	1,35	2,82	7,5	0,41-0,33	0,5-0,1	0,06-0,01
0,037	0,005	2650	0,000010	0,057	0,05	0,25	0,71	3,53	19,46	7,4	1,99-0,44	7,1-0,3	0,28-0,01
0,037	0,005	2650	0,000063	0,057	0,08	0,25	0,71	2,23	7,74	7,4	0,84-0,41	1,8-0,1	0,12-0,01
0,037	0,005	2650	0,000250	0,057	0,11	0,25	0,71	1,58	3,87	7,4	0,53-0,41	0,7-0,1	0,07-0,01
0,042	0,006	2650	0,000009	0,065	0,05	0,27	0,76	3,99	24,80	7,0	2,53-0,5	9,5-0,3	0,36-0,01
0,042	0,006	2650	0,000063	0,065	0,08	0,27	0,76	2,45	9,37	7,0	1,01-0,47	2,3-0,2	0,14-0,01
0,042	0,006	2650	0,000250	0,065	0,12	0,27	0,76	1,74	4,68	7,0	0,63-0,46	0,8-0,1	0,09-0,01

Table 1: Estimation of lacustrine paleobathymetry from analysis of wave-ripple deposits.

