



HAL
open science

LES DEPOTS DE TEMPÊTES : LE MODELE DE L'ORDOVICIEN MOYEN OUEST-ARMORICAIN

François Guillocheau

► **To cite this version:**

François Guillocheau. LES DEPOTS DE TEMPÊTES : LE MODELE DE L'ORDOVICIEN MOYEN OUEST-ARMORICAIN. Stratigraphie. université de bretagne occidentale, 1983. Français. NNT : . tel-03126726

HAL Id: tel-03126726

<https://insu.hal.science/tel-03126726>

Submitted on 1 Feb 2021

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.

UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE

CENTRE OCÉANOLOGIQUE
DE BRETAGNE



TROISIÈME CYCLE : GÉOLOGIE
OCÉANOLOGIE ET GÉODYNAMIQUE

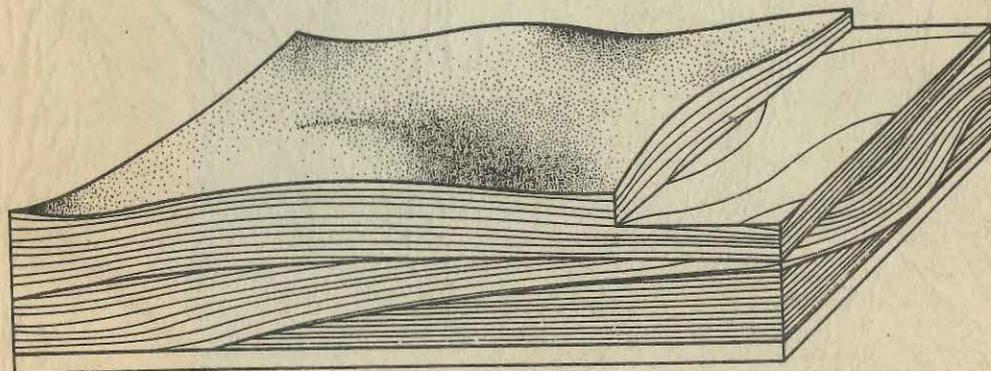


François GUILLOCHEAU

LES DEPOTS DE TEMPÊTES

LE MODELE DE L'ORDOVICIEN MOYEN OUEST-ARMORICAIN

THÈSE DE DOCTORAT DE 3ÈME CYCLE



BREST 1983

SUMMARY

Among resedimentation processes, tempests have been recognized since several years as an important phenomenon in the constitution of shelf sedimentary series. Two types of sedimentary figures are nowadays considered as characteristic of this kind of deposit : hummocky cross-stratification or HCS (Harm, 1975) and storm graded-layers (Reineck *et al.*, 1967 & 1968).

However certain problems appeared and are the subject of lively discussions : that is, frequency and hydrodynamic of this kind of deposit, geometry of the sedimentary bodies and their relations with the nutritious sandy masses, as well as the signification of the sedimentary sequences they constitute.

In order to examine these different points, a section showing remarkable outcrops has been analysed in detail. It is the Middle Ordovician section of Postolonnec Beach.

The principal results concern :

- The typical sedimentary figures of tempest environments : an original sedimentary figure, the interferent polygonal cogenetic ripples seem from now on that they might be considered as characteristic of this type of deposits. It might be the same for erosion gulleys and spheroids.
- The nature and hydrodynamic of sandy spreadings : for any kind of sedimentary object (different types of strata and spheroids) :
 - * They are constituted by the superposition of elementary bundles which, through the frequent observation of dichotomies and intrications (that is the subdivision of a stratum into many strata separated by pelites) each of them equivalent to a distinct sedimentary event shows that an apparently unitary stratum results in most cases from a discontinuous construction. This permits to obtain events frequencies compatible with tempests.
 - * They result from a flowing with the same characteristics, as it is a complex flowing with the domination of oscillation movement with a more or less expressed unidirectional component.
- The geometry of the sandy spreadings : the Postolonnec Formation is constituted by two spreadings with different sedimentary objects, stemmed from two distinct sources : on terrigenous (in fact, constituted by the reshaping of the underlying spreadings caused by progradation from a non-fossilized sandy stock), the other one biogenic carbonated. These two spreadings interfere with each other.
- The sequential analysis : several orders of sedimentary sequences have been found, resulting either from the progradation of sedimentary bodies (plurimetric sequences), either from eustatic variations or epirogenic movements (pluridecametric sequences).
- The sedimentary basin : it is a shallow, little subsiding, wide platform with homogeneous facies, with, in the "Massif Armoricain", neither shoreline nor delta ; on that point, it is comparable to Saharian cratonic basins.

RESUME

Parmi les processus de resédimentation, les tempêtes ont été reconnues depuis quelques années comme un phénomène important dans la constitution des séries sédimentaires de plate-forme. Deux types de figures sédimentaires sont actuellement considérés comme caractéristiques de ce mode de dépôt : le litage oblique en mamelons (Hummocky Cross-Stratification ou HCS, Harms, 1975) et les strates gradées de tempêtes (storm graded-layers, Reineck *et al.*, 1967 & 1968).

Cependant un certain nombre de problèmes ont fait jour et font l'objet de vives discussions : il s'agit de la fréquence et de l'hydrodynamique de ce type de dépôt, de la géométrie des corps sédimentaires et de leur rapport avec les masses sableuses nourricières, ainsi que la signification des séquences sédimentaires qu'ils constituent.

Afin de discuter ces différents points, une coupe présentant de remarquables affleurements a fait l'objet d'une analyse détaillée : il s'agit de la coupe de la plage de Postolonnec, d'âge Ordovicien moyen.

Les principaux résultats concernent :

- Les figures sédimentaires typiques des milieux de tempêtes : une figure sédimentaire originale ; les rides interférentes polygonales cogénétiques semblent d'ores et déjà pouvoir être considérées comme caractéristiques de ces dépôts ; il pourrait en être de même pour les gouttières d'érosion et les sphéroïdes.
- La nature et l'hydrodynamique des épandages sableux : quel que soit le type d'objet sédimentaire (différents types de strates et sphéroïdes) :
 - * Ils sont constitués d'une superposition de faisceaux élémentaires qui, d'après l'observation fréquente des dichotomies et intrications (c'est-à-dire la subdivision d'une strate en plusieurs strates séparées par des pélites) équivalentes chacune à un événement sédimentaire distinct, montre qu'une strate d'apparence unitaire résulte dans la majorité des cas d'une construction discontinue. Ce résultat permet d'obtenir des fréquences d'événements compatibles avec des tempêtes.
 - * Ils résultent d'un écoulement aux caractéristiques identiques, en l'occurrence d'un écoulement complexe à dominante oscillatoire à composante unidirectionnelle plus ou moins exprimée.
- La géométrie des épandages sableux : la Formation de Postolonnec est constituée de deux épandages aux objets sédimentaires différents, issus de deux sources distinctes, l'une terrigène (constituée en fait du remaniement des épandages sous-jacents par progradation à partir d'un stock sableux non fossilisé), l'autre carbonatée biogène ; ces deux épandages sont interférents l'un par rapport à l'autre.
- L'analyse séquentielle : plusieurs ordres de séquences sédimentaires ont été mis en évidence, résultant soit de la progradation de corps sédimentaires (séquences plurimétriques) soit des variations eustatiques ou de mouvements épigéniques (séquences pluridécimétriques).
- Le bassin sédimentaire : il s'agit d'une plate-forme peu profonde, peu subsidente, de grande extension, aux faciès homogènes, ne comportant dans le Massif Armoricaïn ni littoral ni delta ; en cela elle est comparable aux bassins cratoniques sahariens.

(For English summary, see cover page 3).

AVANT-PROPOS

Au terme de ce travail, je tiens à remercier :

Michel Hoffert, qui m'a accueilli dans son laboratoire. Ce travail lui doit énormément ; les longues soirées de travail resteront pour moi autant de moments inoubliables ;

C. Babin qui fut l'initiateur de ce travail un obscur et pluvieux mois de février, voilà 6 ans... ;

R. Blanchet qui fut à l'origine du "projet turbidites" dont les résultats préliminaires n'ont malheureusement pas pu être exposés dans ce travail ;

P. Homewood, C. Ravenne et L. Yapaudjian qui ont accepté de participer à ce jury.

J'adresse également mes remerciements à toutes les personnes de l'Université de Bretagne Occidentale et du CNEXO (IFREMER) pour l'aide qu'elles ont bien voulu m'accorder, et en particulier :

J.L. Travers qui a réalisé le lettrage des figures ;

Mesdames M.L. Gaudin et J. Rolet qui ont assuré la dactylographie de ce mémoire ;

Mesdames M.N. Déniel, A.M. Gestin et G. Quentel qui ont résolu de nombreux problèmes de dernière minute ;

S. Floch et F. Salaun qui ont confectionné les lames minces.

Un grand merci à Lalie, Virginie, Gilles, Jacques, Loïc et Xavier pour leur aide matérielle et à Naïma Hamoumi, Bernard Le Gall et Joël Rolet pour leur soutien moral dans les moments difficiles.

Que serait devenu ce travail sans les discussions et critiques acharnées de Jacques Durand et Philippe Düringer ? Que ce soit à Roscarvel, Rennes ou Strasbourg, sur le terrain ou derrière une table bien garnie, les réunions du "Tempestite Club" sont des grands moments qui ont ponctué cette thèse.

Je ne peux terminer ces remerciements sans exprimer ma vive reconnaissance à toutes les personnes qui, à Bordeaux, Boussens, Brest, Caen, Nantes, Oslo, Paris, Rabat, Rennes, Reading, Strasbourg, Toulouse, ont contribué au cours de discussions à développer un certain nombre d'idées présentées dans ce travail.

CHAPITRE I

L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DE LA COUPE DE POSTOLONNEC
(ORDOVICIEN MOYEN, PRESQU'ILE DE CROZON, FINISTERE)

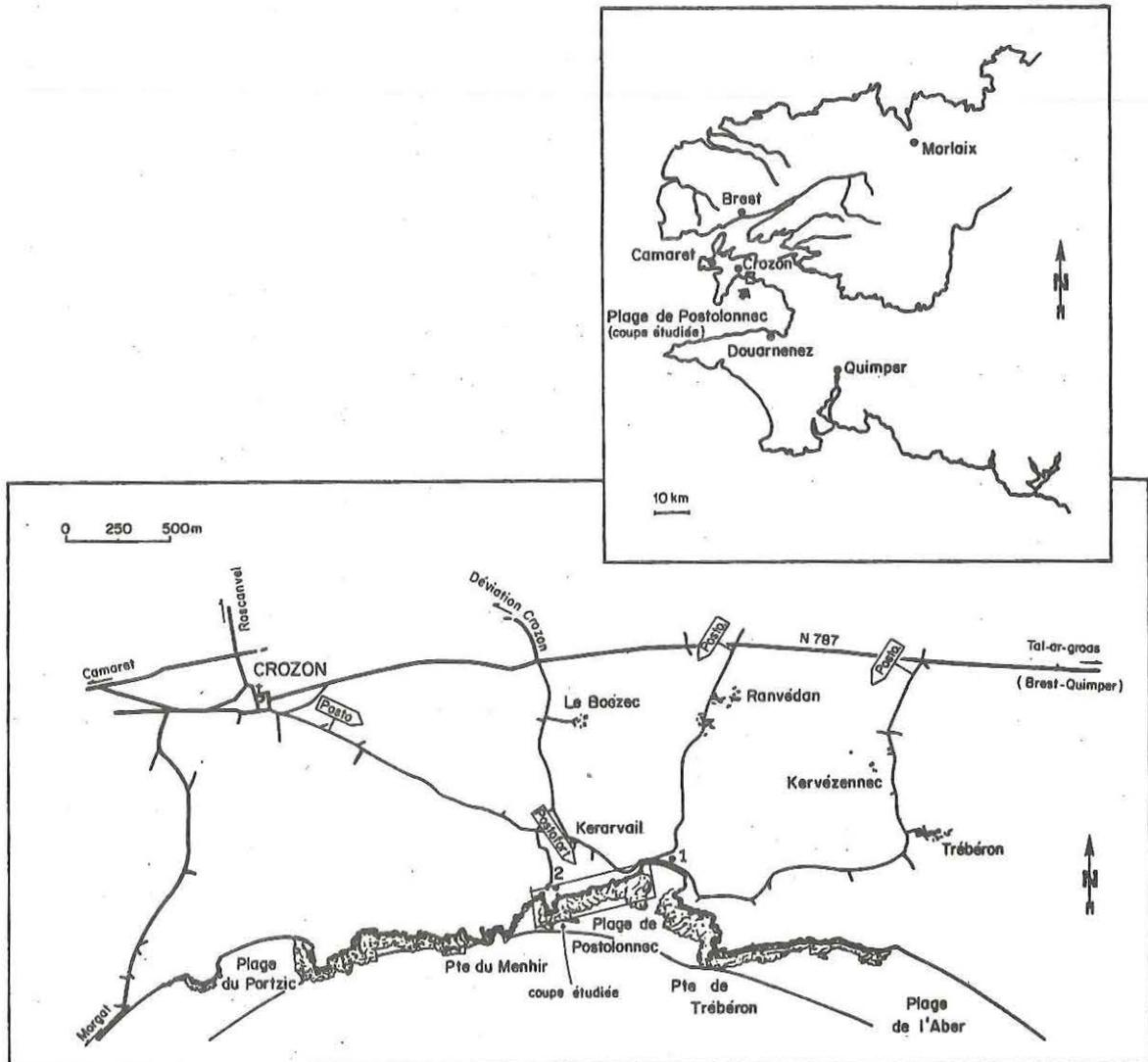


Fig. 1 : Localisation géographique de la coupe de Postolonnec /a : situation générale /b : schéma d'accès à la coupe de Postolonnec ; les véhicules peuvent être garés soit au niveau de l'ancien Fort de Postolonnec (fléché Postofort, point 1), soit au niveau de la plage proprement dite (point 2).

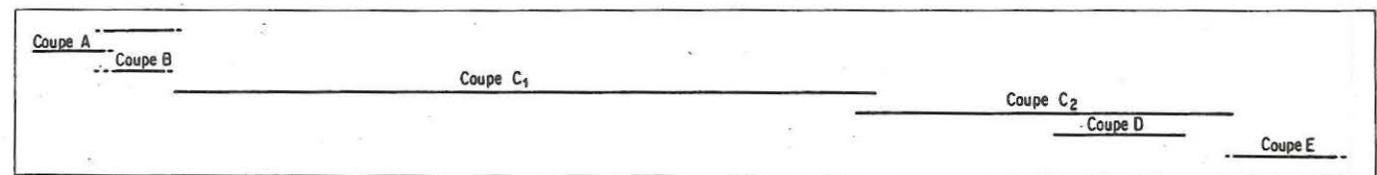
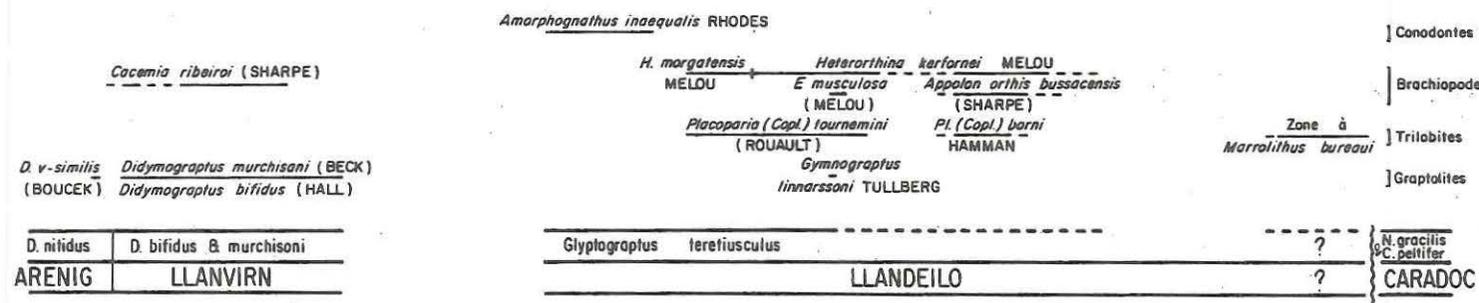
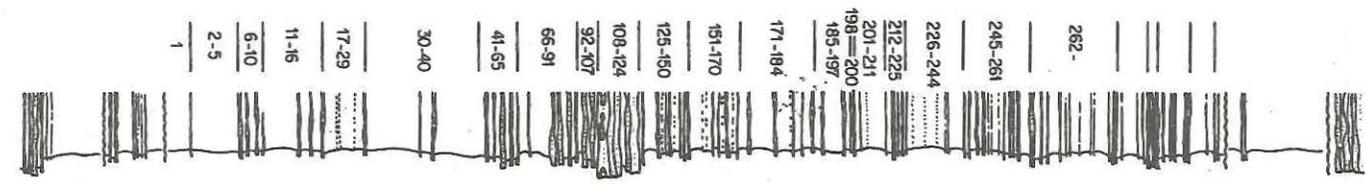
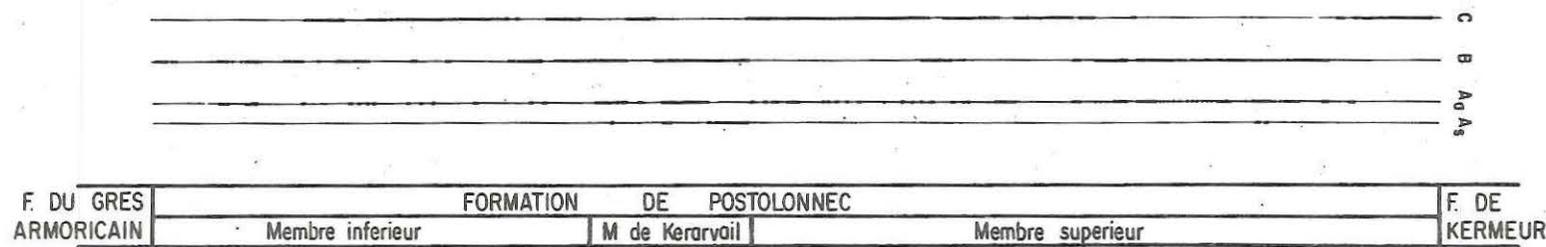
La plus grande partie de la coupe n'est praticable qu'à marée basse. Selon l'amplitude du marnage, qui varie selon les coefficients de marées et la direction et la force des vents, la partie inférieure de la succession étudiée (Membres inférieurs et moyens de la Formation de Postolonnec) est plus ou moins accessible. De forts coefficients de marées permettent un examen complet de la coupe, tandis que des marées de mortes eaux en restreignent l'étude à la partie sommitale. L'accès à la coupe est d'une manière générale d'au moins 3-4 heures par marée (régime diurne).

REPARTITION DES STRATOFACIES

LITHOSTRATIGRAPHIE

DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

REPARTITION DES COUPES (voir localisation annexe I)



- Le membre moyen (45-50 m) (nommé Membre de Kerarvail par BARROIS, 1889) comprend 2 sous-ensembles : 30 à 35 mètres d'alternances de schistes et de grès plus ou moins calcaireux avec quelques niveaux de nodules sont surmontées par une barre de grès de 15 m de puissance. Pour HENRY (1980 notamment), le Membre de Kerarvail doit être restreint aux 15 m de la barre de grès.
- Le membre supérieur, épais de 200 à 240 m, est constitué à la base de schistes noirs à nodules et lamachelles abondantes qui passent plus ou moins progressivement à des alternances de schistes et de grès ; ce dernier faciès passe brutalement à un ensemble de schistes à rares nodules, les schistes à "*Marrolithus bureau*".

Le contact avec les grès sus-jacents de la Formation de Kermeur est faillé sur la coupe étudiée. Lorsque le passage s'effectue normalement entre les deux formations la limite est marquée par un niveau phosphaté en tous points semblables à celui de la base de la Formation de Postolonnec (coupe du Veryarc'h : DEUNFF, 1958 ; HAMOUMI, 1981 - coupe de l'Aber-Kerglentin : HENRY, 1969).

2) Biostratigraphie de la Formation de Postolonnec (Arenig moyen, Caradoc inférieur).

La Formation de Postolonnec a fait l'objet de nombreuses études paléontologiques et biostratigraphiques depuis les travaux de BARROIS (1876, 1889) et KERFORNE (1901). Ces travaux ont permis de subdiviser cet ensemble en une multitude "d'horizons" de valeurs plus biostratigraphiques que lithostratigraphiques. Le lecteur intéressé est renvoyé pour tous renseignements complémentaires aux synthèses synonymiques de BABIN *et al.* (1976 a & b), BABIN & DARBOUX *in* DURAND *et al.* (1977), à l'historique de HAMOUMI (1981).

La coupe de Postolonnec a fait l'objet de diverses études paléontologiques récentes : Acritarches (DEUNFF, 1958), Chitinozoaires (PARIS, 1981), Conodontes (LINDSTRÖM *et al.*, 1974), Bivalves (BABIN, 1966), Brachiopodes (orthida) (MELOU, 1975, 1976), Ostracodes (NION *in* HENRY *et al.*, 1974, 1976), Trilolites (HENRY, 1980), Cystidae (CHAUVEL & NION, 1969) et Graptolites (PARIS & SKEVINGTON, 1979, SKEVINGTON *in* HENRY *et al.*, 1976). L'essentiel des discussions a porté sur l'importance relative du Caradoc et du Llandeilo dans le membre moyen et supérieur. Deux résultats importants ont été acquis ces dernières années : la sédimentation pélitique de la Formation de Postolonnec débute dès l'Arenig moyen (PARIS & SKEVINGTON, 1979), *les niveaux phosphatés correspondent à des lacunes de sédimentation* (PARIS, 1980).

Les données actuellement disponibles sont reportées sur la fig. 2.

Fig. 2 : colonne lithostratigraphique synthétique de la Formation de Postolonnec dans la localité type comportant :

- les coupes utilisées (localisation en Annexe I),
- la répartition des différents faciès reconnus,
- les données biostratigraphiques disponibles.

(Stratofaciès Aa : strates amalgamées, Stratofaciès As : alternances pélites - grès, strates fines à épaisses, Stratofaciès B : alternances pélites - grès, strates très fines, Stratofaciès C : alternances pélites - sphéroïdes).

3) Tectonique

Les sédiments paléozoïques ante-carbonifères de la presqu'île de Crozon et de la Rade de Brest sont *structurés lors de la Phase Bretonne* de l'orogénèse varisque (Famennien II-Strunien : BABIN *et al.*, 1975 ; DARBOUX *et al.*, 1977 ; ROLET & THONON, 1978 ; THONON & ROLET, 1982 ; BARRIERE *et al.*, 1983). Ils portent l'empreinte de deux stades superposés de plis synschisteux symmétamorphes (DARBOUX *et al.*, 1977), les premiers sont réalisés en régime tangentiel et les seconds en régime cisailant dextre (DARBOUX, 1981). Ce sont des métasédiments anchizonaux : paragénoise à Illite, Chlorite, Pyrophyllite, Interstratifiés et Kaolinite (PARADIS, 1981).

La première phase de schistosité (S_1) associée au régime tangentiel a peu affecté les sédiments de la coupe étudiée, elle développe une schistosité subparallèle à la stratification. La deuxième phase de déformation est marquée par une schistosité (S_2) de fracture subverticale de direction $N 80^\circ$ à $N 100^\circ$. La pile sédimentaire est localement affectée de glissements bancs sur bancs postérieurs à la S_1 suggérant un cisaillement vers le N. Cet ensemble est dilacéré par une succession de décrochements dextres de direction moyenne $N 90^\circ$, probablement associés à la S_2 . Localement les métasédiments sont injectés de filons de dolorites postérieurs à la S_1 . A l'affleurement les sills altérés peuvent être confondus avec des strates grés-carbonatées décalcifiées.

Le motif cartographique (fig. 3) est hérité de la deuxième phase de structuration.

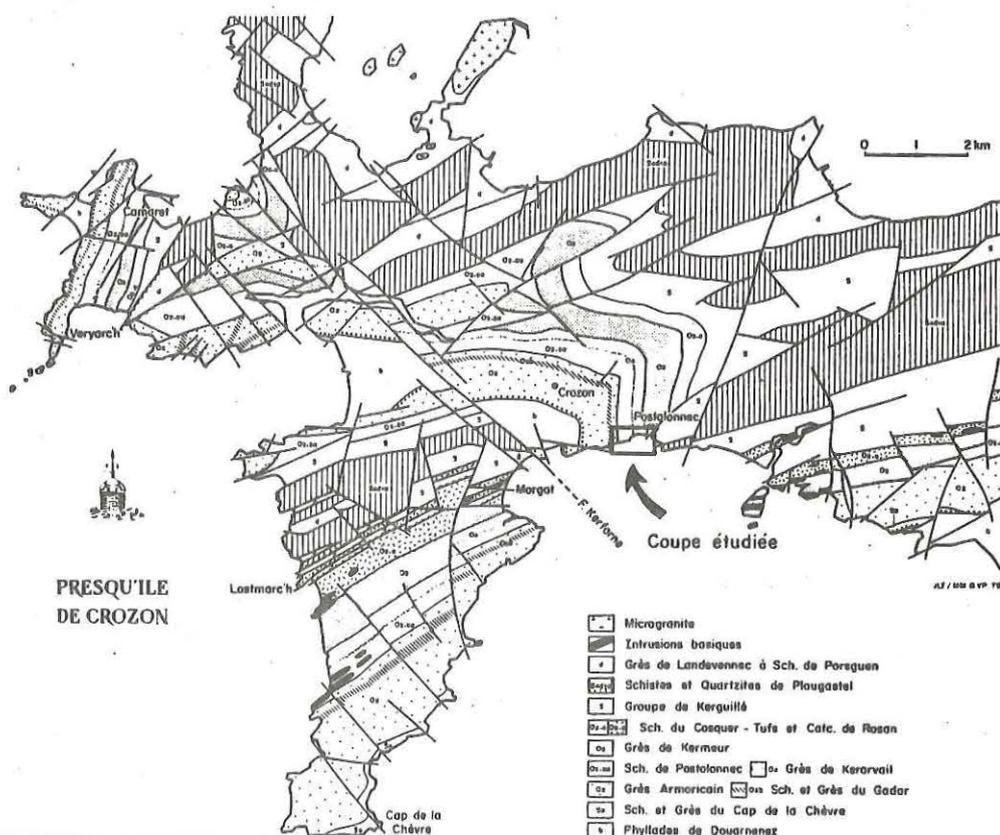


Fig. 3 : Cadre géologique de la coupe de Postolonnet (d'après les cartes géologiques au 1/50.000e, feuilles de Brest et de Douarnenez).

La coupe de Postolonnec est relativement peu déformée par rapport à d'autres affleurements (Rade de Brest notamment). Divers contrôles effectués sur des objets dont la fabrique est indubitablement sédimentaire, ont établi l'absence de réorientation de ces derniers sous l'action de la tectonique.

C - L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC

Les premières estimations bathymétriques relatives aux sédiments qui constituent la Formation de Postolonnec furent proposées par BRADSHAW (1963) d'après des données sédimentologiques et par BABIN (1966) d'après des données paléocéologiques. Ces deux auteurs envisagent un *milieu peu profond* pour ces dépôts et soulignent l'importance, dans ces fonds marins, des courants et des remaniements qui réorientent les nodules et les coquilles.

Il est actuellement admis que l'enrichissement en sable de la pile sédimentaire ne correspond par nécessairement à une diminution de la profondeur (BABIN, 1966 ; BABIN *et al.*, 1976). En 1981, PARIS attribue le Membre de Kerarvail à la zone tidale.

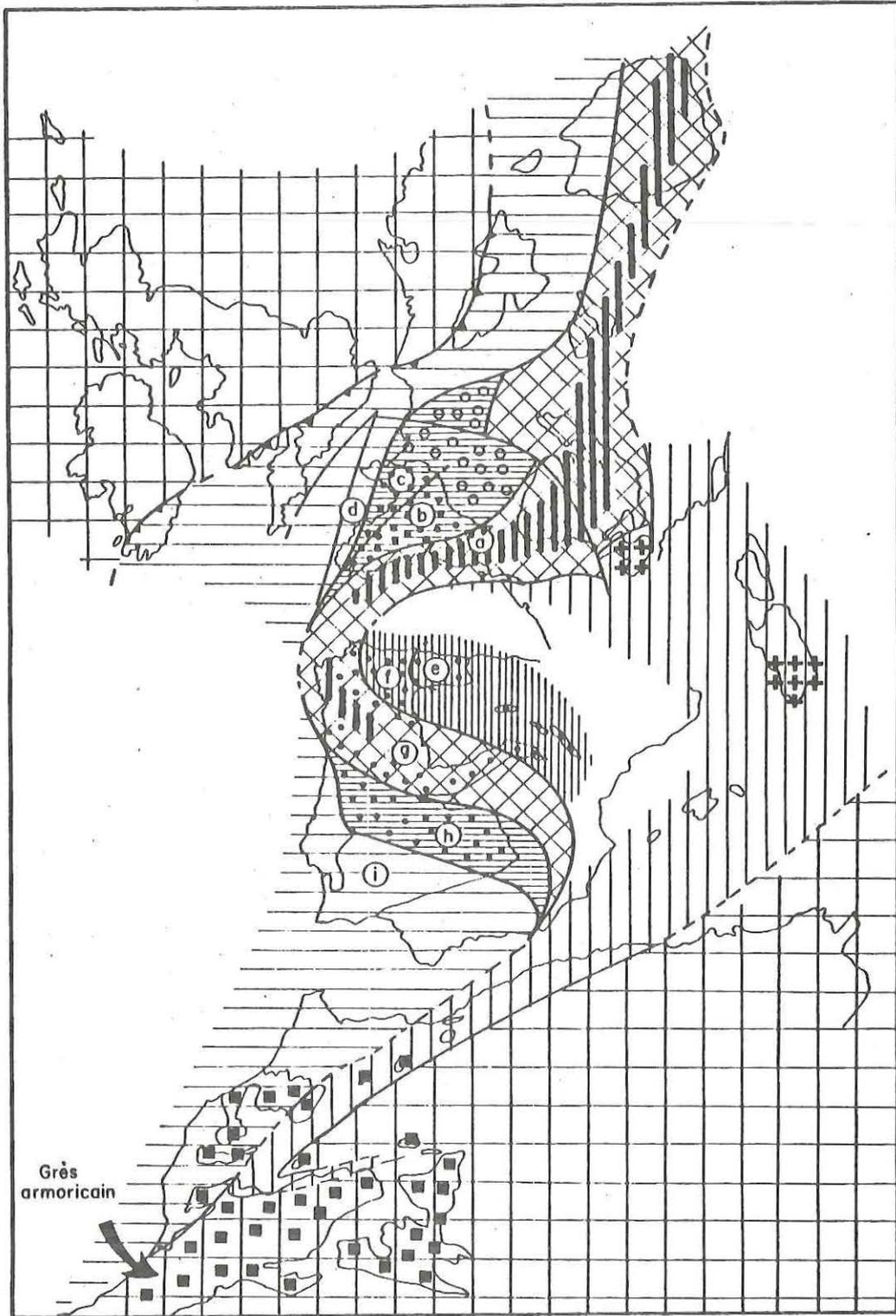
Le mode de mise en place des alternances pélites-grès de la Formation de Postolonnec n'a fait l'objet d'aucune interprétation. Cependant un mode de dépôt par *vagues de tempêtes* a été proposé dans le cadre d'une étude générale des alternances paléozoïques ante-carbonifères (GUILLOCHEAU & ROLET, 1982). Le même mécanisme est actuellement sollicité pour expliquer en partie la genèse des formations sus et sous-jacentes : Formation de Kermeur (HAMOUMI, 1981 ; HAMOUMI, GUILLOCHEAU & PELHATE, 1983), Formation du grès armoricain (DURAND, 1983 a et b).

II - ESSAI DE CARACTERISATION DU BASSIN SEDIMENTAIRE CONTEMPORAIN DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC

A - DONNEES PALEOGEOGRAPHIQUES LOCALES

La complexité structurale de la région et les faibles variations de lithofaciès rendent malaisées la reconstitution du contexte paléogéographique : la position de la source d'alimentation et des rivages, la superficie du bassin, la zonalité des faciès et le caractère ouvert ou fermé de cette plate-forme épi- ou péri-continentale demeurent discutés.

En 1963, J.D. BRADSHAW (repris ultérieurement *in* BISHOP *et al.*, 1969) propose d'après des mesures de glissements, d'orientations de fossiles et les variations d'épaisseur du Membre de Kerarvail, de situer la source d'alimentation au SE (région de Quimper-Lorient), avec une paléopente du N vers le S et des courants s'écoulant du SW au NE. Ces résultats doivent être considérés avec précaution : l'état actuel des connaissances structurales ne permet pas d'assigner d'une façon précise une région donnée comme source d'alimentation ; de plus, (PLUSQUELLEC, communication orale), les variations d'épaisseur du Membre de Kerarvail semblent être bien moindres que celles envisagées par BRADSHAW.



- | | | | | |
|---|---|---|---|---|
|  1 |  2 |  3 |  4 |  5 |
|  6 |  7 |  8 |  9 | |

La Formation de Postolonnec, très homogène et relativement déformée, se prête mal à une étude des variations d'épaisseur et de faciès. Les Formations sus- et sous-jacentes du grès armoricain et de Kermeur, plus contrastées se prêtent mieux à une telle démarche. Elle se fonde sur les travaux de HAMOUMI (1981) ; HAMOUMI *et al.* (1980, 1981, 1983) ; GUILLOCHEAU (1982) ; GUILLOCHEAU & ROLET (1982) ; DURAND (1983 a et b) ; et les données inédites de DURAND, GUILLOCHEAU, HAMOUMI & NOBLET.

La presqu'île de Crozon peut être subdivisée en deux unités lithostratigraphiques, homogènes quant aux faciès sur leur aire de définition, et tectoniquement rapprochées : Crozon Nord & Crozon Sud (DARBOUX & ROLET, 1979 ; HAMOUMI, 1981).

L'unité Crozon S est plus subsidente et plus distale que celle de Crozon N. Ce dernier point est particulièrement marqué pour la Formation de Kermeur dont le faciès sédimentaire est assez similaire à celui de la Formation de Postolonnec. Ces résultats plaident plutôt en faveur d'une zone littorale au Nord de la région considérée. Ce résultat est en accord avec les données inédites de J. Durand et C. Noblet qui envisagent pour la Formation du Grès armoricain un littoral situé au Nord du Massif Armoricaïn. En conclusion, il semble que la paléogéographie ordovicienne ouest-armoricaine est dominée par une direction N-S, le littoral se situant au N et les faciès étant de plus en plus distaux vers le S.

Cette tendance paraît d'ailleurs générale pour le Massif Armoricaïn. Dans le Cotentin les faciès détritiques grossiers apparaissent et disparaissent stratigraphiquement plus tôt réduisant le faciès "*schistes à Calymènes*" au seul Llanvirn supérieur (BABIN *et al.*, 1976 ; LARDEUX *et al.*, 1977 ; CHAUVEL *et al.*, 1980). Les limites de faciès sont diachrones. Ce fait suggère que la source d'alimentation se situait au Nord du Massif Armoricaïn.

B - CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Le Massif Armoricaïn est soumis durant l'Ordovicien moyen à une *distension généralisée*. Le faciès "*Schistes à Calymènes*" qui affleure dans le domaine centre-armoricain, la Mancellia et la Vendée (COGNE, 1974), est limité au sud par le domaine ligérien et au nord par la Domnonée. Cette dernière qui joue un rôle de noyau rigide durant toute l'histoire varisque, est soumise à un volcanisme fissural doléritique à partir de 450 M.A. (AUVRAY, 1980) ce qui correspond au Llandeilo (ODIN & GALE, 1982). Il s'agit de tholéiites intracontinentales indicatrices d'une distension.

Fig. 4 : Extension géographique du faciès "*Schistes à Calymènes*". Le fond topographique et les corrélations ibéro-marocaines sont extraits de PIQUE (1981). Les corrélations ibéro-armoricaines et les limites des zones varisques sont fondées sur les données de PARIS & ROBARDET (1977) et AUTRAN & COGNE (1980) ; a : domaine ligérien, b : domaine centre-armoricain, c : Mancellia, d : Domnonée, e : zone cantabrique, f : zone ouest-asturienne, g et h : domaine centre ibérique (zones de Galice et zone alcudienne), i : zone d'Ossa-Morena ; 1- "craton" anglais, 2- zones nord-européennes, 3- zone centrale, 4- zone sud-européennes, 5- craton saharien, 6- domaine paléogéographique Montagne Noire - Sardaigne (pour l'Ordovicien), 7- faciès "*Schistes à Calymènes*", 8- lieux présentant des affinités avec le faciès "*Schistes à Calymènes*", 9- zone en distension à l'Ordovicien moyen.

Dans le domaine ligérien, les granites sub-alcalins de Lanvaux et de Moëlan et la trondjhémite de Douarnenez (datés à 455 M.A. par VIDAL, 1976 et recalculés à 470 M.A. par COCHERIE ET CARPENTER, 1979) sont à rapporter à un magmatisme de distension (AUTRAN, 1978 ; AUTRAN & COGNE, 1980). Ils sont l'expression armoricaine d'une vaste ceinture de granites caractéristiques d'une distension crustale ou d'un magmatisme intraplaque, qui s'étend de la Bohême à la Galice. Localement, dans ces domaines sud-varisques, un début d'océanisation a pu se produire (COGNE, 1977). Ces âges à 470 M.A. correspondent dans l'échelle de ODIN & GALE (1982) à l'Arenig, soit à la Formation du grès armoricain qui marque la reprise de sédimentation paléozoïque (GUILLOCHEAU & ROLET, 1982).

Les manifestations de cette distension dans le domaine centre-armoricain sont difficiles à appréhender, la différenciation d'aires subsidentes (Crozon S.) est peut être à rapporter à ce processus. C'est seulement à partir de l'Ordovicien supérieur (Formations de Kermeur et de Rosan, Crozon S.) que des venues volcaniques tholéitiques et alcalines enregistrent directement ces mouvements distensifs (MAILLET, 1977, THONON *in* HAMOUMI, 1981 et GUILLOCHEAU & ROLET, 1982).

La plate-forme des "Schistes à Calymènes" est donc armée au Nord par un craton cadomien non immergé durant le Paléozoïque. Ce craton qui est le siège durant l'Ordovicien inférieur p.p. et moyen p.p. (AUVRAY *et al.*, 1980) d'une sédimentation fluviatile (séries rouges de Bréhec-Plourivo et d'Erquy), est soumis à partir du Llandeilo (450 M.A.) à un régime distensif. Vers le Sud elle passe à un domaine qui est le siège d'un important magmatisme distensif et qui pourrait localement présenter des traces d'océanisation.

Cette évolution est conforme aux tendances paléogéographiques régionales évoquées précédemment. Cependant rien ne permet actuellement de conforter l'hypothèse d'un passage latéral entre le bassin des "Schistes à Calymènes" et un éventuel océan sud varisque (aucune évidence de faciès typiques de marges n'est actuellement connu).

C - NATURE DU BASSIN SEDIMENTAIRE

1) Extension géographique du faciès "Schistes à Calymènes" (fig. 4)

Le faciès "Schistes à Calymènes" affleure :

- dans le Massif Armoricain (domaine centre-armoricain, Mancellia, Vendée),
- dans la Meseta Ibérique (zones cantabriques et ouest-asturienne, domaine centre ibérique (*s.l.*) : zones de Galice et alcudienne, HANMANN, 1976 ; JULIVERT *et al.*, 1980)

Il a été également signalé par BOUYX (1979) et BLAISE & BOUYX (1980) en Afghanistan.

Le faciès "Schistes à Calymènes" présente beaucoup d'affinités sédimentologiques avec les niveaux de même âge d'Afrique du Nord. DESTOMBES (1971) assimile les grès et quartzites du Zini (Arenig inférieur et moyen de l'Anti-Atlas) au Grès armoricain. Les études en cours de HAMOUMI devraient permettre de préciser ces éventuelles corrélations faciétales.

Ces données sont reportées sur la carte de la fig. 4. Le fond topographique et les corrélations ibéro-marocaines sont ceux de PIQUE (1981) ; les zones et les relations ibéro-armoricaines ont été modifiées en tenant compte des données lithostratigraphiques, sédimentologiques et paléobiogéographiques de PARIS & ROBARDET (1977) qui s'opposent aux corrélations de LEFORT & RIBEIRO (1980) retenues par PIQUE. L'hypothèse de LEFORT & RIBEIRO qui sépare la plate-forme des "Schistes à Calymènes" en deux plaques, est inacceptable car elle est en opposition flagrante avec les données de HENRY *et al.* (1974, 1976) qui ont montré la parfaite similitude lithostratigraphique, sédimentologique, et faunistique des coupes de Buçaco ("plaque" ibérique) et de Postolonnec ("plaque" armoricaine) à l'Ordovicien moyen.

La longueur initiale du bassin ibéro-armoricain à faciès "Schistes à Calymènes" devait être de l'ordre de 2 000 km pour une largeur minimale de 500 à 800 km. S'il s'avérait que les sédiments de l'Ordovicien moyen marocain appartenaient à ce bassin, sa longueur serait d'au moins 3 000 km.

Les affinités de faciès entre le Maroc et l'arc ibéro-armoricain durant l'Ordovicien moyen confirment les données paléobiogéographiques (BABIN *et al.*, 1980) qui rassemblent dans un même domaine Massif Armoricaire, Ibérie, Afrique du Nord. Ces affinités paléobiogéographiques et sédimentologiques posent le problème paléogéographique majeur de la position de l'océan sud-varisque par rapport à un ensemble indivisible, à l'Ordovicien moyen, constitué par le Massif Armoricaire, la Meseta Ibérique et l'Afrique du Nord.

2) Epaisseur des sédiments

Le faciès "Schistes à Calymènes" s'étend de l'Arenig moyen p.p. au Caradoc inférieur p.p. soit sur 30 à 35 millions d'années (ODIN & GALE, 1982). Durant cette période, l'épaisseur des sédiments varie entre 100 et 450 m dans le Massif Armoricaire, entre 200 et 500 m dans la Meseta ibérique ; seule la région de Luarca (zone ouest-asturienne) fait exception avec près de 1 000 m de sédiments.

Pour la succession paléozoïque ouest-armoricaine, la Formation de Postolonnec, malgré son épaisseur de 450 m, correspond au taux de subsidence le plus faible (fig. 5)

3) Conclusion : la nature du bassin sédimentaire des "Schistes à Calymènes"

Les caractéristiques indiquées :

- . faible taux de subsidence,
 - . faciès néritiques homogènes,
 - . déformations structurales peu accusées (horsts et grabens de faible amplitude),
- sont celles d'un bassin d'aires stables ou cratoniques selon PERRODON (1969, 1971, 1977) et POULET *et al.* (1975).

Parmi ces types de bassin :

- . la faible épaisseur de sédiments sur des vastes étendues,
- . la grande homogénéité latérale des faciès,

. la pérennité des mécanismes responsables de l'étalement des sédiments (dépôts de tempêtes),
 permettent de rapprocher ce bassin des types cratoniques sahariens (BERTRAND - SARFATI *et al.*, 1977) plutôt que du type "bassin de Paris" (MEGNIEN *et al.*, 1980).

Pourtant, le bassin des "Schistes à Calymènes" diffère de ceux des aires cratoniques sahariennes par :

- . une extension géographique moindre,
- . un taux de subsidence plus fort,
- . des sédiments franchement marins,

De plus, les discontinuités liées à des phénomènes tectoniques ou climatiques sont bien moins marquées dans les sédiments ibéro-armoricains. Mais cela est peut-être dû à la nature du milieu de sédimentation : en environnement marin, à discontinuités égales, l'enregistrement est moins spectaculaire qu'en milieu continental.

PERRODON (1977) souligne la grande complexité de ces aires intra-cratoniques qui "peuvent comporter des 'sous-bassins', des bassins emboîtés, des fossés internes, où de lents déplacements des aires de subsidence entraînent plusieurs mégaséquences voisines et successives". L'étude d'un secteur du bassin des "Schistes à Calymènes" doit permettre de mieux comprendre l'évolution et le mode de mise en place de ce type de bassin.

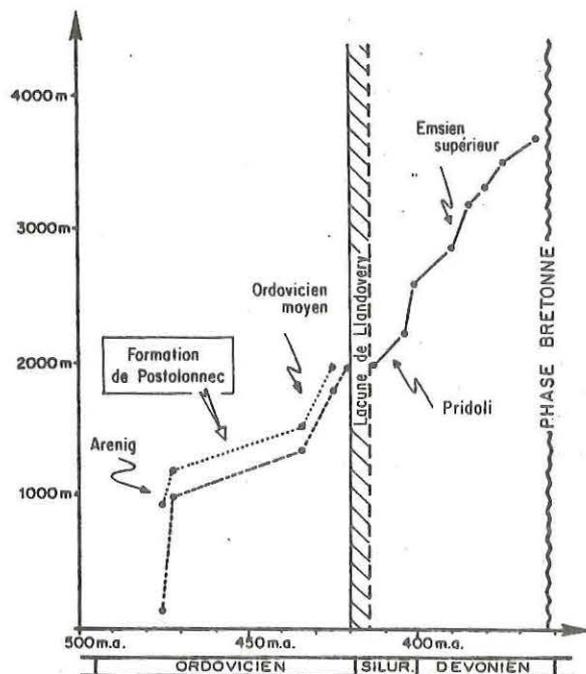


Fig. 5 :

Courbes d'évolution de la subsidence cumulée en fonction du temps pour la succession paléozoïque ante-carbonifère ouest-armoricaine (en pointillés : courbe pour les sédiments du secteur Sud) (d'après GUILLOCHEAU & ROLET, 1982). Chaque segment de courbe, en raison de connaissances biostratigraphiques insuffisantes ou d'une imprécision quant à l'âge absolu de certaines limites d'étage, représente le taux moyen de subsidence pour une ou plusieurs formations. Ces courbes sont encore approximatives et sujettes à modifications en fonction des progrès qui seront réalisés tant en biostratigraphie qu'en géochronologie. La Formation de Postolonnec correspond au taux moyen de "sédimentation" le plus faible enregistré durant toute l'histoire sédimentaire paléozoïque ante-carbonifère de ce secteur ouest-armoricain.

CHAPITRE II

LES FACIES CONSTITUTIFS DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC

(TEXTURE, LITAGE ET STRATIFICATION)

CHAPITRE II

LES FACIES CONSTITUTIFS DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC
(TEXTURE, LITAGE ET STRATIFICATION)

Ce travail se fonde essentiellement sur des observations de terrain dont le propos est de reconstituer la géométrie et la chronologie relative des différents objets et corps sédimentaires reconnus. Ces observations s'accompagnent d'une étude pétrographique qui porte plus particulièrement sur les problèmes de granulométrie et de texture des constituants pétrographiques.

Pour la rigueur de la description des coupes étudiées, un sens bien défini est attribué à chaque terme utilisé : lamine, strate, banc, faciès, etc... La définition utilisée pour chacun de ces termes est donnée en annexe (annexe II).

La Formation de Postolonnec est une *série alternante* de pélites avec des sphéroïdes, des lumachelles, des conglomérats intraformationnels, et des strates plus ou moins carbonatées. Selon la nature des alternances, trois types de stratofaciès ont été reconnus :

Stratofaciès A (SF A) : alternances pélites-grès (strates fines à épaisses)

Stratofaciès B (SF B) : alternances pélites-grès (strates très fines)

Stratofaciès C (SF C) : alternances pélites-sphéroïdes

Les lumachelles et les conglomérats intraformationnels sont inclus dans le stratofaciès A. Leur importance relative, et leur localisation stratigraphique sont reportées sur la figure 2.

I
LES ALTERNANCES PELITES-GRES

Ce faciès peut être subdivisé en deux sous-stratofaciès d'après les variations d'épaisseur de l'interbanc pélitique et d'après la géométrie des bancs de grès.

Il s'agit :

- du stratofaciès "alternances pélites-grès (strates fines à épaisses)" au sens strict, nommé As.
- du stratofaciès "strates de grès amalgamées", nommé Aa.

Ces deux stratofaciès seront décrits successivement.

A - STRATOFACIES As : LES ALTERNANCES PELITES-GRES (STRATES FINES A EPAISSES) AU SENS STRICT.

Le stratofaciès As correspond à des *interbanos pélitiques bien marqués*, relativement constants en épaisseur. Le rapport banc/interbanc varie généralement entre 0.5 et 2.

1) Stratification (fig. 6 et planche 1)

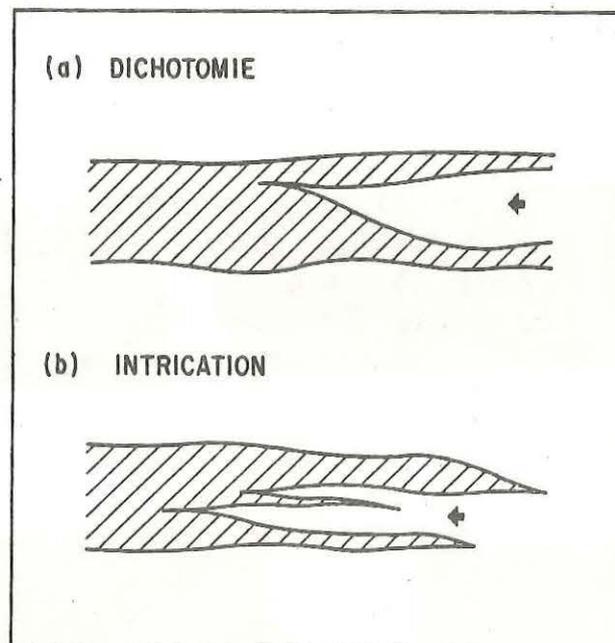


Fig. 6 : Schéma théorique de strates présentant des dichotomies (a) et des intrications (b).

PLANCHE 1 DICHOTOMIES & INTRICATIONS



Dichotomies et intrications ←

PLANCHE 2 FIGURES DE BASE DE BANCS

GOUTTIÈRES D'ÉROSION

Gouttières fortement érosives



SILLONS

Chenaux grésocalcaireux

"Chenaux" à cgl. intraformationnels



Les strates présentent de nombreuses *dichotomies* (GUBLER *et al.*, chambre syndicale, 1966) c'est-à-dire que latéralement une même strate peut donner plusieurs strates par dédoublements successifs (fig. 6a) ; plus rarement ces strates s'achèvent en *intrications* c'est-à-dire qu'elles se subdivisent en plusieurs strates qui s'achèvent brutalement en coin dans l'interstrate encaissante (fig. 6b). Globalement les strates sont cependant parallèles entre elles. L'épaisseur des strates varie entre 3 cm et 1 m ; leur valeur moyenne est de 6 à 12 cm (fig. 7).

2) Les figures de bases de bancs (fig. 8, 9, 10, planche 2)

Il s'agit de figures érosives d'origine mécanique ; les figures d'origine biologique sont rares.

Plusieurs types de figures de bases de bancs ont été reconnus :

a) Les cannelures d'érosion ("groove casts")

Il s'agit de rainures striées, rencontrées au seul niveau C100. Leur longueur observée varie de 20 cm à 150 cm, leur largeur de quelques millimètres à 1 cm. Leur direction sur une même surface est quelconque. Elles représentent soit un objet traîné sur le fond, soit la marque d'un filet d'eau en écoulement laminaire.

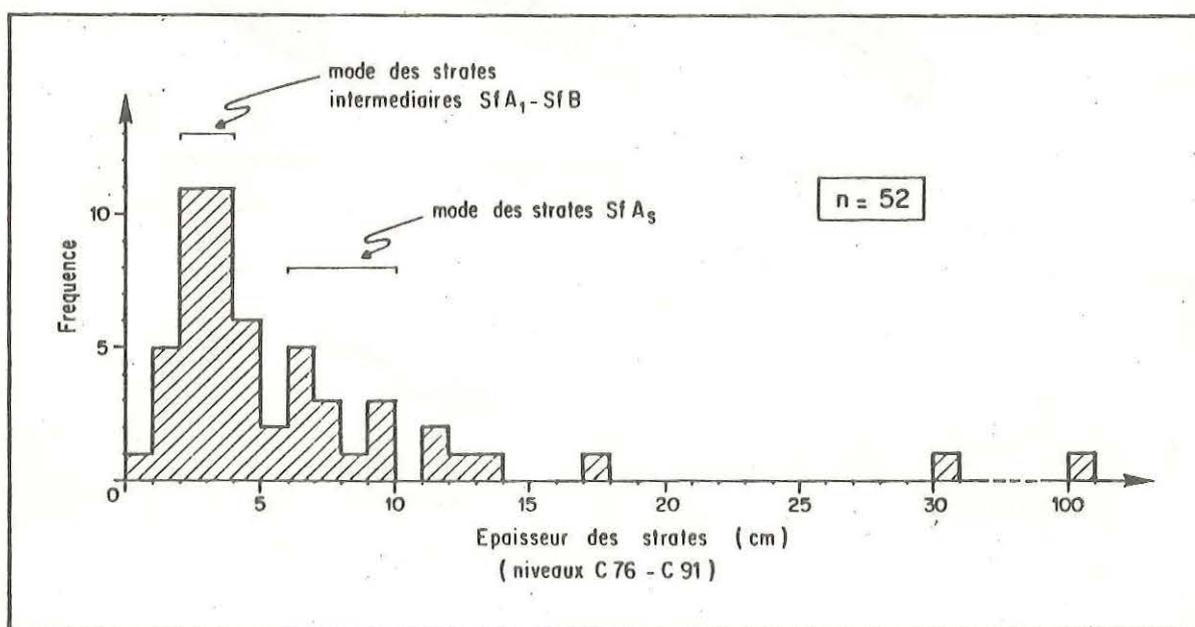


Fig. 7 : Histogramme de fréquence de l'épaisseur des strates des niveaux C76 à C91 ; le caractère lenticulaire des strates ainsi que les nombreuses dichotomies et intrications rendant délicate la mesure de l'épaisseur des strates, une telle démarche a été effectuée pour un profil donné ; deux maximas ont été mis en évidence : le premier (3-4 cm) correspond aux strates intermédiaires entre les stratofaciès A_3 et B, le second (6-10 cm) au mode réel du stratofaciès A_3 .

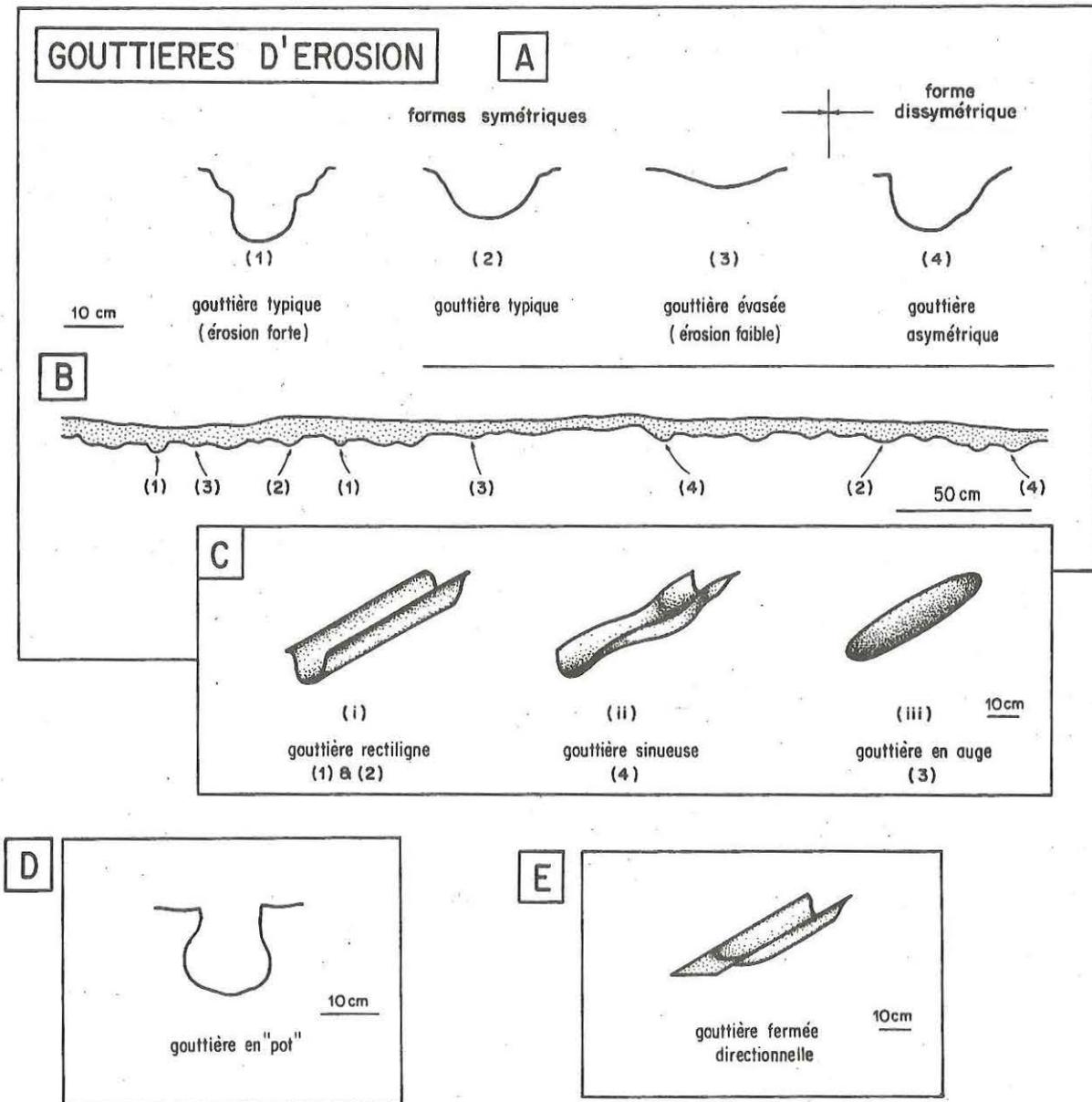


Fig. 8 : Les gouttières d'érosion / A : les différents types de gouttières en sections transversales à l'écoulement, B : vue générale d'une strate présentant les différents types de gouttières définis en A, C : les différents types de gouttières en volume et correspondances avec les différentes catégories définies en coupes, D : vue en coupe transversale à l'écoulement d'une gouttière "en pot" (d'après DURINGER, 1982), E : vue générale d'une gouttière rectiligne directionnelle fermée à une de ses extrémités.

b) Les gouttières d'érosion ("gutter casts") (fig. 8, planches 2, 3 et 11)

D'après leur morphologie en coupes, plusieurs types de gouttières sont définis en fonction de leur concavité (fig. 8A). La hauteur des gouttières peut atteindre 15 cm ; leur largeur varie de 8 à 22 cm. Les gouttières sont localisées à certains niveaux stratigraphiques donnés (C41 à C48, C86 à C91, C93 à C106) et leur orientation est quelconque. Les gouttières d'érosion sont soit disposées à la base des strates soit isolées dans la masse pélitique.

Les gouttières sont soit *rectilignes* (fig. 8C, (i) et (iii)) soit *sinueuses* plus ou moins divagantes (fig. 8C, (ii)) ; dans ce dernier cas les coudes des meandres présentent un versant concave abrupt et un versant convexe faiblement incliné. Les gouttières rectilignes qui sont les plus fréquentes, peuvent être soit *en auge* (fig. 8C, (iii)), la concavité est alors de type (3) soit *en gouges* (fig. 8C, (i)), la concavité est alors de type (1) ou (2).

La gouttière sinueuse du niveau C90 diffère de celles décrites par DURINGER (1982) dans le Muschelkalk lorrain comme chenaux d'immersion par les caractères suivants :

- le caractère isolé de la gouttière sinueuse (s'il s'agissait d'un dispositif meandriforme dichotomique, de nombreuses sections devraient apparaître latéralement).
- l'absence de formes en "pot" (fig. 8D), typique selon DURINGER des creusements à la suite d'une émergence.
- le caractère bien réglé de la courbure.

Les gouttières en auge (type (iii)) sont généralement rapportées à des "flute casts". Cependant leur caractère rectiligne et isolé ainsi que l'existence de gouttières fermées à une extrémité (fig. 8E) permet de rapporter ces figures à des gouttières d'érosion. Ceci est confirmé par les travaux expérimentaux de AIGNER & FUTTERER (1978), ces gouttières en auge pouvant être assimilées à leurs gouttières naissantes.

c) Les figures en chenaux ou sillons ("furrows") (fig. 9, planches 2 et 5)

Ce sont des figures de bases de bancs concaves, érosives et de largeur supérieure à 50 cm qui surmontent toute une masse pélitique.

Deux types de figures en chenaux ont été reconnus selon leur forme, leur largeur, et le contenu de leur remplissage sédimentaire.

α) Les "chenaux" à conglomérats intraformationnels (fig. 9B)

Il s'agit de *dépressions plus ou moins circulaires* qui en section dessinent des cuvettes à faible rayon de courbure, érosives (fig. 9B) d'où leur dénomination de chenal. Leur taille varie de 1 à 7 m (valeur moyenne 1-2 m) pour un creusement de 1 à 10 cm (valeur moyenne 1.5 à 3.5 cm).

Ces figures sont identiques aux sillons de type 2 dans la classification de FLOOD (1983), ce sont des objets peu marqués à parois faiblement pentées (fig. 9A).

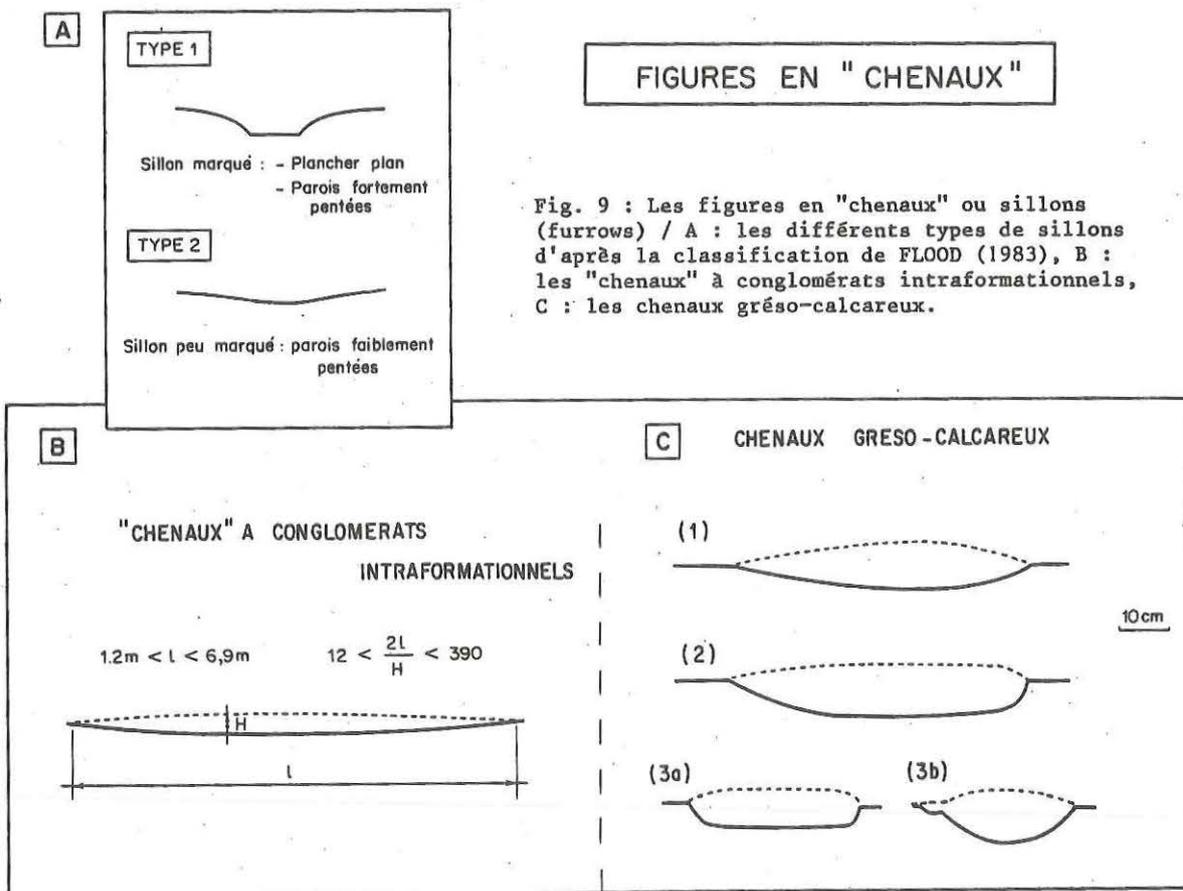
La strate associée est toujours lenticulaire. Les chenaux peuvent être isolés ou coalescents. Ils sont remplis soit par des conglomérats intraformationnels à sphéroïdes, soit par des lumachelles, soit encore par un mélange des deux.

β) Les chenaux grésocalcaireux (fig. 9C)

Ces chenaux sont très peu fréquents (niveaux C67, C72, C77, C104, C180) et souvent isolés dans la masse pélitique.

En coupe, ce sont soit des *gouttières d'érosion à fond plat* dont la largeur est d'au moins 50 cm pour un creusement de 10 à 15 cm (fig. 9 C2 & 9 C3a) soit des *cuvettes à grand rayon de courbure* (fig. 9 C1) plus élevé que celui des chenaux à conglomérats intraformationnels. Une forme intermédiaire entre les *gouttières d'érosion* et les *chenaux grésocalcaireux* a été observée au niveau C72 (fig. 9 C3b). Le seul chenal examiné dans le plan de stratification est un chenal de type (3a) qui dessine un parcours plus ou moins sinueux. Il est donc impossible de savoir si les chenaux de type (1) sont à attribuer à des dépressions circulaires ou à des vrais chenaux.

Ce sont des sillons de type (1) dans la classification de FLOOD (1983), c'est-à-dire qu'il s'agit d'objets à fond plus ou moins plat, et à parois marquées.



d) Les figures plates d'affouillement (fig. 10).

Ce sont en coupe des sillons à fond plat très peu marqués (fig. 10A). Leur hauteur est de 2 à 4 cm en moyenne, pour une "largeur" de 1 à 5 m (objets symétriques) et plus (objets dissymétriques).

Dans l'espace (fig. 10B) il s'agit de dépressions et dômes de formes variées, circulaires ou ellipsoïdales ; dans un cas au moins ce sont des objets directionnels en croissant identiques à des flute casts géants.

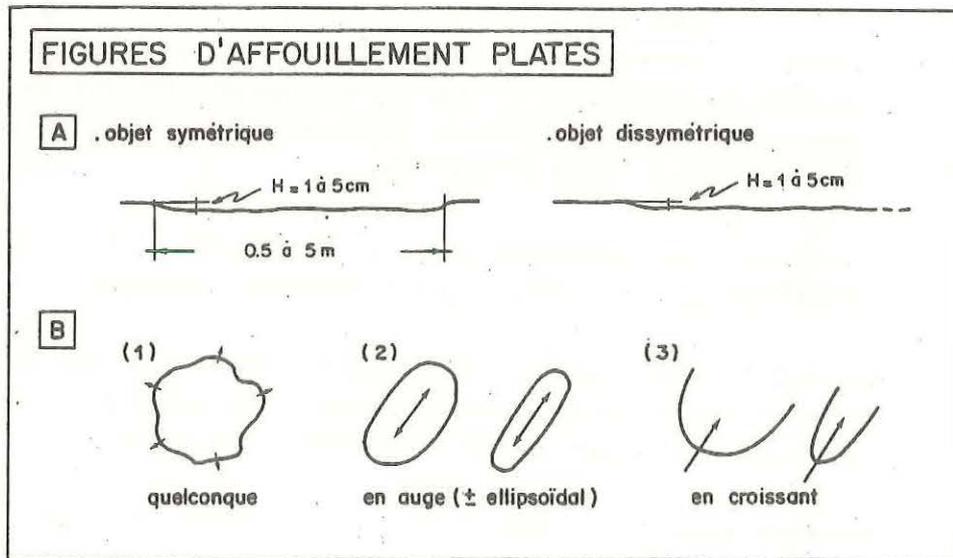


Fig. 10 : Les figures plates d'affouillement de base de bancs / A : vue en coupes, B : vue dans l'espace de leur morphologie.

3) Le litage

a) Nature des éléments constitutifs des lamines

α) Les éléments clastiques

Quartz Les quartz *monocristallins* à extinction roulante sont prédominants ; les quartz *polycristallins* (3 cristaux en moyenne par grain, à limites soit nettes soit diffuses) ne sont que très localement abondants.

Ces quartz, *anguleux à subanguleux*, sont soit des silts grossiers, soit des sables fins à très fins dans l'échelle de WENTWORTH (0.03 à 0.25 mm).

De nombreuses inclusions non équantes (vacuoles dominantes, tourmaline, zircon,...) sont fréquentes. Lorsque la matrice est peu abondante et que le caractère quartzitique de la roche est bien marqué, les quartz présentent de nombreux nourrissages secondaires (leur contour originel est parfois identifiable grâce à un liseré d'impuretés).

Feldspaths Les plagioclases sont très rares (moins de 5%). Certains "paquets phylliteux" pourraient être d'anciens feldspaths potassiques.

Micas Les muscovites sont relativement abondantes. Elles sont soit illitisées (dans ce dernier cas la croissance d'argiles néoformées leur confère un aspect en éventail) soit partiellement ou totalement chloritisées.

Minéraux lourds Par ordre de fréquence décroissant, il s'agit d'opagues (pyrite détritique plus ou moins hématisée), de zircon et de tourmaline, de rutile et de sphène (?).

β) La phase de liaison

La matrice qui représente jusqu'à 30 % de la roche est de 2 types :

. une matrice *quartzophylliteuse* (intermédiaire entre une ortho- et une pseudo-matrice). Quelques cimentations de silice peuvent être observées.

. une matrice *quartzophylliteuse carbonatée*. La trame carbonatée (microsparite, et plus rarement micrite) peut être préservée ou dissoute. Dans ce dernier cas, la matrice présente des traces d'oxydes de fer, les muscovites et les pyrites sont très altérées, le réseau quartzophylliteux est plus lâche, ce qui augmente la porosité.

Ces roches sont des quartzwackes (plus de 15% de matrice) et des quartzarenites dans la classification de DOTT (1964).

γ) Nature de la source d'alimentation

- La maturité de composition : L'association de *minéraux ultrastables* (FOLK, 1974), Qz, Ms, Ru, Zr, T, Sph (?), l'absence de biotite et la rareté des feldspaths indiquent que ces sédiments sont *pétrographiquement évolués*. Seuls les minéraux opaques pourraient avoir une origine locale (remaniement des shales noirs réducteurs sous-jacents à terriers actuellement pyriteux). La part relative du climat ou du transport dans cette évolution est difficile à estimer. Le cortège de minéraux lourds plaide en faveur de remaniements successifs nombreux ou d'un transport important.
- La maturité de structure : Le sédiment est selon les strates *modérément à bien classé*, ce qui lui confère un caractère *submature à mature prédominant* (FOLK, 1974). Le pourcentage de matrice conforte cette attribution. Cependant les quartz sont anguleux à subanguleux, ce qui est en contradiction avec les faits précédents. Il faut donc admettre que l'agent de transport engendre un sédiment texturalement mature mais que l'ampleur de son transport (durée et fréquence essentiellement) est trop faible pour façonner les grains.

La détermination des roches mères est uniquement fondée sur les différentes caractéristiques des quartz (BLATT *et al.*, 1972 ; POTTER & PETTIJOHN, 1973, FOLK, 1974). La présence d'inclusions non équantes, l'extinction roulante, les grains polycristallins à limites nettes ou diffuses plaident en faveur de *granites et filons légèrement déformés*. Aucun quartz d'origine volcanique ou métamorphique (cisaillements et recristallisations) n'a été mis en évidence.

b) *Texture de l'association lamine-interlamine (fig. 11)*

En lame mince, les sédiments sont constitués d'*alternances de bandes claires, les lamines, et de bandes sombres, les interlamines*. Les lamines sont essentiellement constituées de grains de quartz et de muscovites emballés dans une matrice quartzophylliteuse carbonatée ou non, tandis que les interlamines sont uniquement formées par ces deux dernières. La nature et l'épaisseur des interlamines permettent de subdiviser ces associations en 3 types (fig. 11) :

- . type (1) : Les interlamines ne sont que des joints aux limites peu nettes qui ne marquent pas de rupture granulométrique ; elles ne correspondent qu'à une augmentation du pourcentage de matrice. Les muscovites sont rares. Les minéraux lourds (opaques dominants) se concentrent très fréquemment au niveau des interlamines avec leur grand axe dans la stratification (type 1a, fig. 11). Certaines interlamines sont trois à quatre fois plus épaisses que les précédentes. Elles sont également à limites peu nettes et matérialisées uniquement par des minéraux lourds non orientés, disséminés dans une masse de quartz jointifs. Aucune variation granulométrique sensible ne peut être mise en évidence dans les lamines.
- . épaisseur de l'association lamine-interlamine : 2 à 8 mm en moyenne

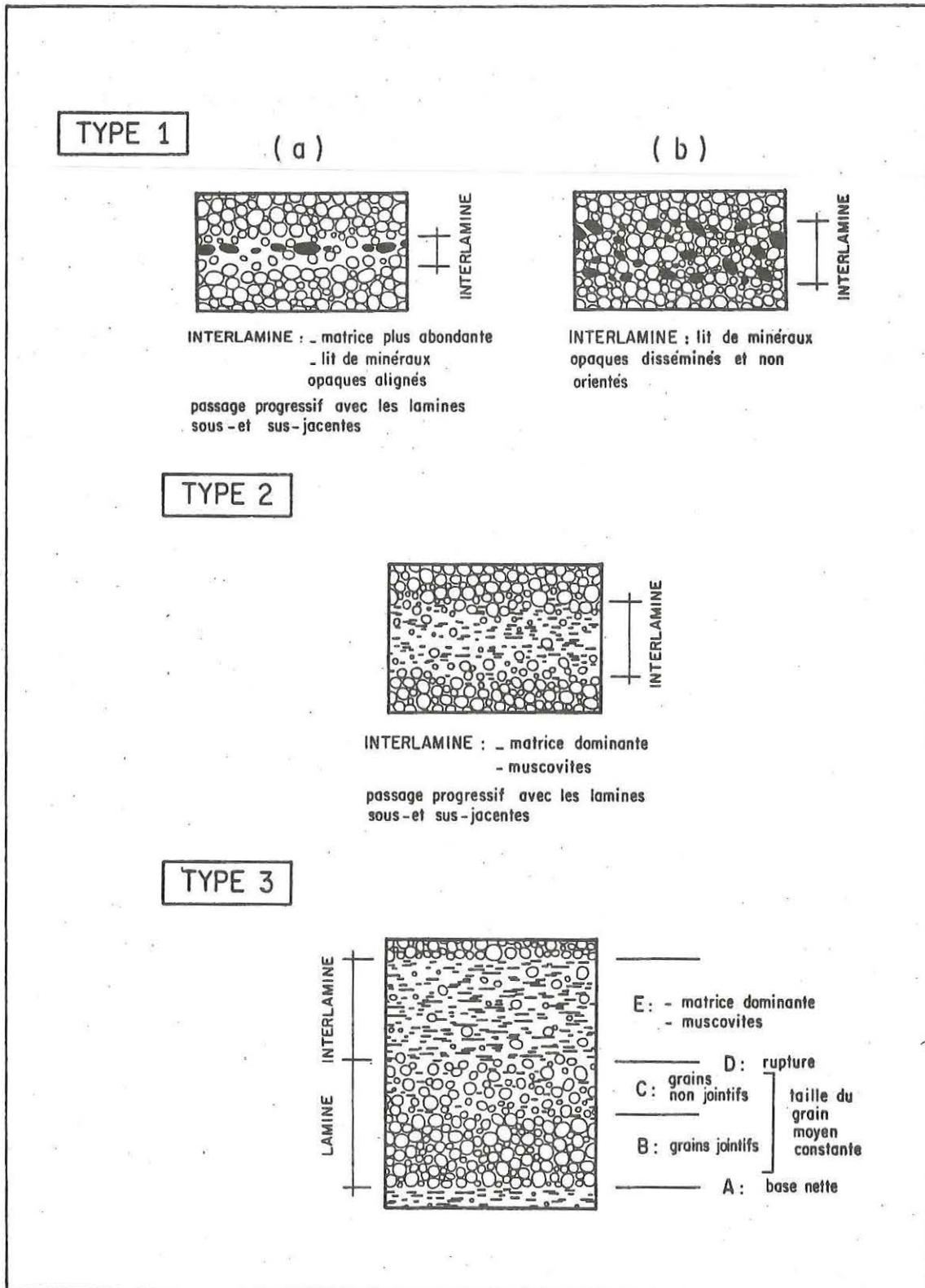


Fig. 11 : Les différents types de texture de l'association lamine-interlamine.

- . grain moyen : 75 à 105 μm
- . grain maximum : 150 à 245 μm

. type (2) : Les interlamines sont bien exprimées. Elles correspondent à des zones plus riches en phyllites, à pourcentage de matrice élevé (jusqu'à 70%) et contenant parfois des minéraux opaques. Le passage se fait progressivement avec les lamines sous et sus-jacentes par enrichissement en muscovite et matrice quartzophylliteuse alors que le grain moyen de quartz demeure constant.

- . épaisseur de l'association lamine-interlamine : 0.5 à 5 mm
- . grain moyen : 40 à 85 μm
- . grain maximal : 100 à 180 μm

. type (3) : Les interlamines sont clairement exprimées ; elles forment des bandes sombres dont les limites inférieures et supérieures sont nettes. Il est possible d'établir de bas en haut la microséquence suivante :

- (A) base de lamines nettes
- (B) partie inférieure de la lamine bien classée à grain moyen de quartz constant
- (C) partie sommitale de la lamine à grains de quartz moins abondants, le classement est moins bon que pour (B) et le pourcentage de matrice est plus élevé ; le passage entre (B) et (C) peut être progressif ou brutal.
- (D) interface lamine-interlamine nette
- (E) interlamine constituée de muscovites orientées et de quartz non jointifs emballés dans une matrice quartzo-phylliteuse riche en matière organique.

Cette séquence ne correspond pas à un granoclassement car le grain moyen demeure constant (sauf pour le terme (E)). Les ruptures observées sont des discontinuités texturales liées à des variations du pourcentage de matrice.

- . épaisseur moyenne de l'association lamine-interlamine : 0.2 à 2 mm, les lamines sont dominantes
- . grain moyen : 35 à 70 μm
- . grain maximal : 90 à 155 μm

. Variabilité des 3 types d'association lamine-interlamine :

De (1) à (3) la taille du grain moyen et celle du grain supérieur, ainsi que le degré de parallélisme du grand axe des grains avec le plan de stratification diminuent. A l'opposé la sphéricité des grains de quartz croît.

La taille moyenne des grains de quartz est bien corrélée avec la taille maximale quelque soit le type d'association considéré (fig. 12). Le classement du sédiment est d'autant plus mauvais que la taille du grain moyen augmente.

De la base au sommet d'une strate le grain moyen demeure généralement constant (10 à 20 μ de différence) alors que la texture de l'association lamine-interlamine peut varier.

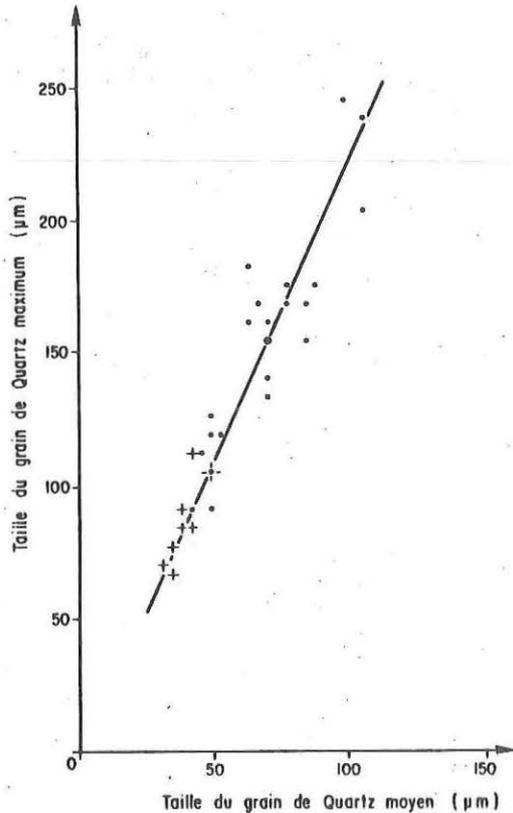


Fig. 12 :

Relations entre la taille du grain moyen de quartz et la taille du grain maximum pour 31 lamines de 31 strates différentes - rond : stratofaciès A (alternances pélites-grès, strates fines à épaisses), croix : stratofaciès B (alternances pélites-grès, strates très fines) ; le grain moyen a été calculé à partir de 50 mesures de la longueur du grand axe des grains de quartz.

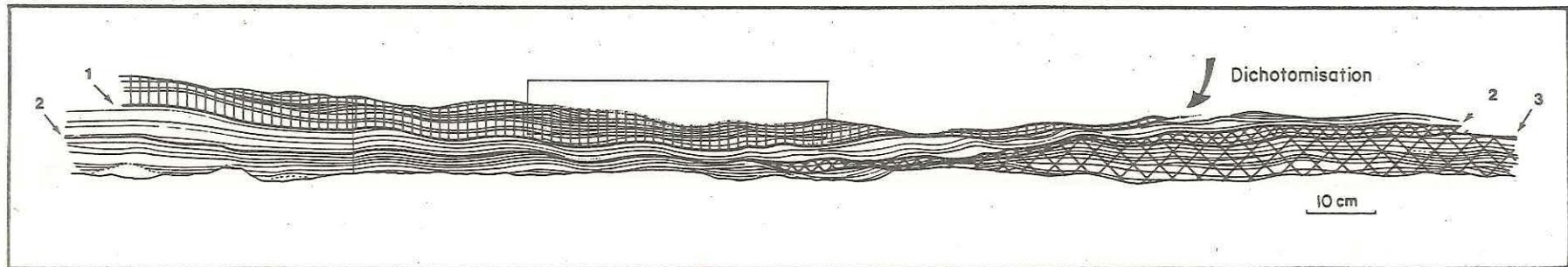
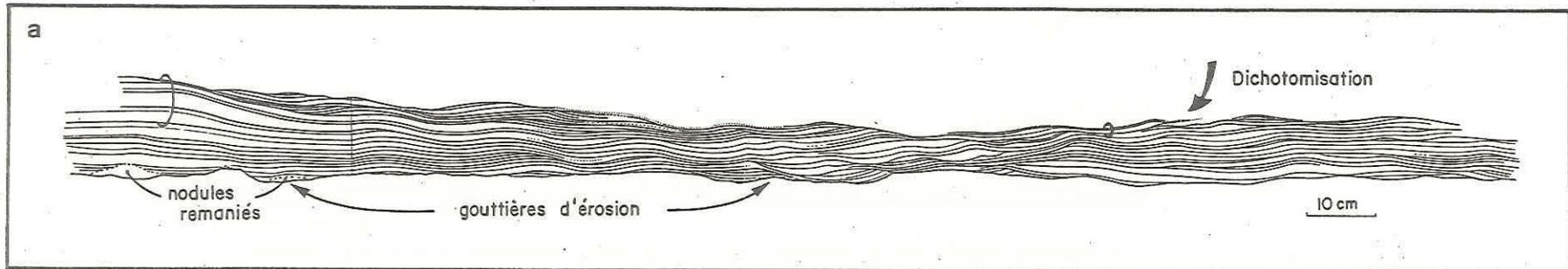
c) Organisation géométrique de l'association lamine-interlamine (fig. 13, planche 3 et 4)

L'observation des strates sur le terrain permet d'identifier quatre types de litage :

- . des lamines planes
- . des lamines ondulées métriques (longueur d'onde apparente de 1 à 3 m en moyenne)
- . des lamines ondulées décimétriques (longueur d'onde de 10 à 25 cm) qui résultent de rides symétriques chevauchantes en phase.
- . un litage entrecroisé de rides de vagues

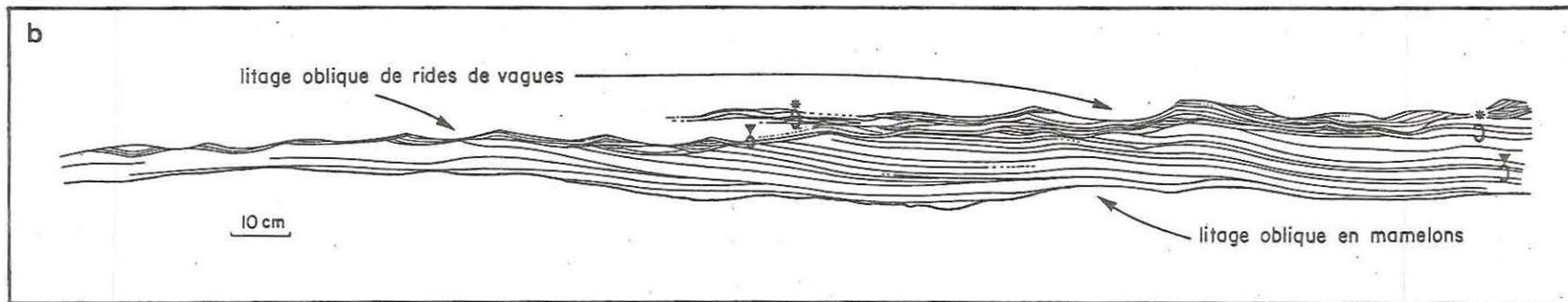
A l'intérieur de ces strates, de nombreuses surfaces d'érosion peuvent être mises en évidence, délimitant des faisceaux de nature variée. Le litage ne comportant pas uniquement des lamines, certains faisceaux, généralement localisés à la base des bancs, sont constitués par des accumulations de coquilles (lumachelles) et de sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels).

Fig. 13 : Structure interne de différentes strates de la Formation de Postolonnect ; ces schémas sont établis à partir de documents photographiques qui ont servi de support aux croquis réalisés sur le terrain.



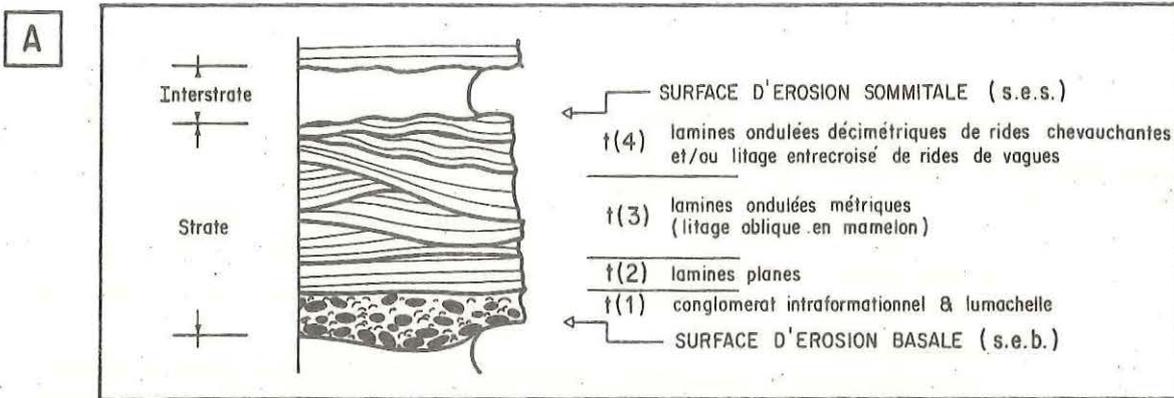
NIVEAU C40 : Il est essentiellement constitué de lamines ondulées décimétriques (litage de rides chevauchantes en phase).

- La surface de base de banc est ondulée et comporte quelques gouttières.
- Le litage est constitué de plusieurs faisceaux (traits plus épais) de lamines ondulées en phase ; ce sont leurs recouvrements successifs qui donnent l'impression d'angles de chevauchement obliques.
 - . La surface intrastrate 1 passe de lamines accordantes à une interstrate (dichotomie) ;
 - . La surface intrastrate 2 passe de lamines accordantes à des lamines faiblement érosives ;
 - . La surface intrastrate 3 passe de lamines faiblement érosives à des lamines fortement érosives.
- La surface sommitale d'érosion ondulée décimétrique (rides d'érosion) n'est pas continue ; elle fait place, localement (cadre), à un passage progressif entre la strate et l'interstrate par l'intermédiaire d'un niveau gradé.



NIVEAU C63 :

- La surface de base de banc est ondulée.
- Le litage est constitué de lamines ondulées métriques (litage oblique en mamelons) dont seules les limites de faisceaux sont dessinées ; ce litage passe latéralement à un litage entrecroisé de rides "trochoïdales" de vagues (type 4) localisées dans une dépression.
 - . Le faisceau cerclé par un triangle passe de lamines accordantes à des lamines discordantes qui moulent les rides ;
 - . Le faisceau cerclé par un astérisque passe de lamines accordantes à deux strates à litage de rides "trochoïdales" de vagues par intrications.
- La surface sommitale de la strate est constituée de rides "trochoïdales" de vagues (type 4) érosives.



B STRATES "GRESO-CALCAREUSES"

C STRATES "GRESEUSES"

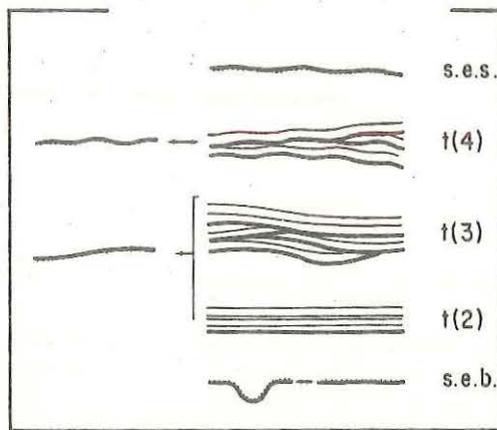
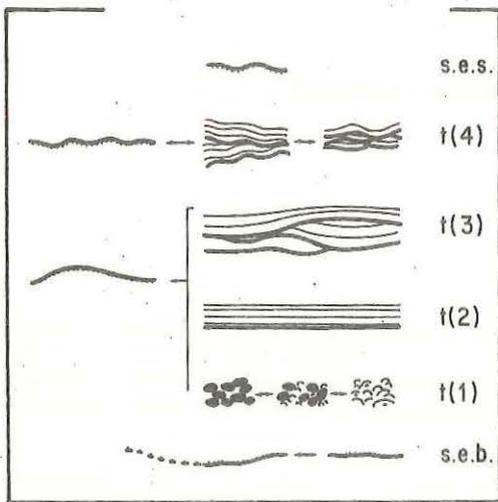
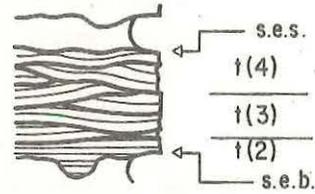
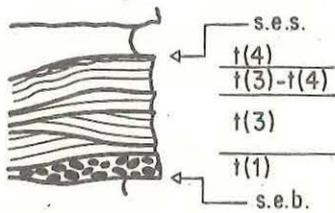


Fig. 14 : séquence(s) élémentaire(s) idéale(s) des strates du stratofaciès As : "alternances pélites - grès, strates fines à épaisses" / A : séquence élémentaire type ; B et C : séquences élémentaires et chronologiques des différents litages pour chaque faciès pétrographique (familles gréseuses et grésocalcareuses).

α) Mise en évidence d'une séquence élémentaire à l'échelle de la strate (fig. 14 & 15)

D'après l'enchaînement vertical des différents litages et selon la nature pétrographique des éléments constitutifs, une séquence élémentaire à l'échelle de la strate a pu être établie (fig. 14 & 15). Elle comprend de bas en haut :

- . une surface d'érosion basale (s.e.b.) : sa morphologie est variée ; il s'agit d'ondulations de faible amplitude, de figures planes d'affouillement, de gouttières d'érosion et de sillons ; ces derniers sont exclusifs des strates à matériel gréséo-carbonaté.
 - . une accumulation de coquilles (lumachelle) ou de *sphéroïdes remaniés* (conglomérat intraformationnel) exclusifs d'un remplissage par du matériel détritique sablo-carbonaté (terme 1 : t(1))
 - . des lamines planes (terme 2 : t(2))
 - . des lamines ondulées métriques (terme 3 : t(3))
 - . des lamines ondulées décimétriques de rides symétriques chevauchantes en phase ou dans le cas des strates gréséo-carbonatées un litage entrecroisé de rides de vagues (terme 4 : t(4))
 - . une surface d'érosion sommitale (s.e.s.) : si la séquence s'achève sur un terme (3), elle sera recoupée par une surface d'érosion ondulée à grande échelle, si c'est sur le terme (4), elle sera érodée par une surface d'érosion ondulée à petite échelle constituée de rides symétriques.
-

Planche 3 : LE NIVEAU C86 (STRATOFACIES As)

1. La strate est lenticulaire ; la surface sommitale érosive convexe est symétrique de la surface basale par rapport au plan de stratification. La surface de base de bancs correspond à un sillon à fond plat souligné, au pied des deux parois, par deux gouttières d'érosion. La strate, constituée de plusieurs faisceaux élémentaires, présente des dichotomies et intrications (flèches).
2. Sur une pente, les lamines planes passent latéralement à un litage de rides chevauchantes dissymétriques.
3. Détail du cliché 1 ; noter le mode de remplissage de la gouttière d'érosion, l'intrication (flèche 1), et le passage latéral des lamines planes au litage de rides chevauchantes dissymétriques (flèche 2).
4. Construction discontinue de la gouttière d'érosion.

PLANCHE 3

STRATOFACIES AS

Litage de rides
chevauchantes
dissymétriques



Vue générale

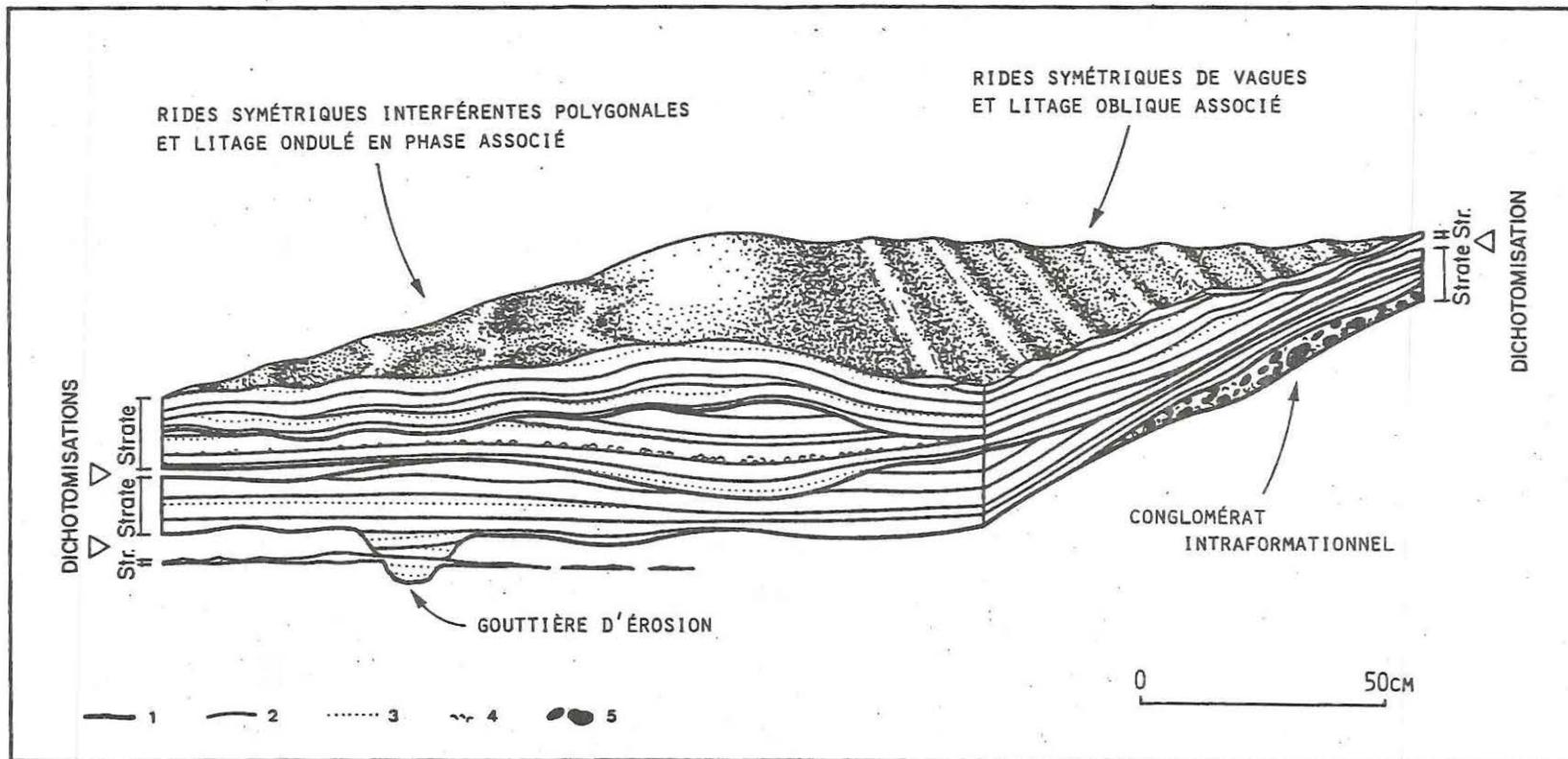


Dichotomies



Gouttières d'érosion





Cette séquence élémentaire "idéale" présente sur le terrain plusieurs variations et particularités :

- . toutes les troncatures de séquences sont possibles (s.e.b., t(3), t(4), s.e.s./s.e.b., t(1), t(4), s.e.s./s.e.b., t(2), t(4), s.e.s./s.e.b., t(1), s.e.s./etc...).
- . l'inversion des termes dans une même séquence élémentaire est fréquente (exemple : s.e.b., t(4), t(2), s.e.s.)
- . le terme (2) (lames planes) peut passer latéralement au terme (3) (lames ondulées métriques) puis au terme (4) (lames ondulées décimétriques).
- . Les dichotomies et intrications subdivisent en plusieurs strates la séquence élémentaire "idéale".

Ces faits prouvent à l'évidence que l'entité strate ne peut être comprise que par l'étude des variations latérales des litages et non par la seule analyse de la séquence élémentaire "idéale".

β) Les surfaces d'érosion intrastrates : concept de faisceau élémentaire (fig.16)

En coupe, plusieurs types de surfaces d'érosion intrastrates ont été reconnus en se fondant sur l'ampleur de l'érosion, puis sur la forme de la surface (fig. 16) :

- (1) Limites faiblement érosives par microravinement : elles sont accordantes sur les lames sous-jacentes ; cette interface est soit plane si les lames qu'elle surmonte sont planes, soit ondulée si ces dernières sont ondulées.
- (2) Limites faiblement érosives par recouplement oblique des lames sous-jacentes : cette interface est, en coupe, ondulée à grand rayon de courbure (pour une longueur d'onde apparente de un à deux mètres, la hauteur maximale est de 10 cm pour une valeur moyenne de 5-10 cm).
- (3) Limites fortement érosives : elles recoupent en oblique les lames sous-jacentes ; cette surface est, en coupe, ondulée à grand rayon de courbure (pour une longueur d'onde apparente de un à deux mètres, la hauteur maximale est de 20 à 25 cm).

Dans certains cas, sur ces limites érosives métriques se superposent des ondulations érosives de longueur d'onde variant entre 10 et 25 cm (fig. 17A 2).

Fig. 15 : Strate théorique figurant tous les types de litages rencontrés. Ont été rassemblées sur cette illustration des structures sédimentaires qui coexistent rarement entre elles, notamment le litage oblique de rides chevauchantes interférentes polygonales et celui de rides de vagues. Une strate présente très rarement sur une si petite distance autant de dichotomies et une telle variété de litages et de figures sédimentaires (1 & 2 : surfaces d'érosion intrastrate, 1 : limites majeures, 2 : limites mineures ; 3 : lames ; 4 : coquilles ; 5 : sphéroïdes remaniés).

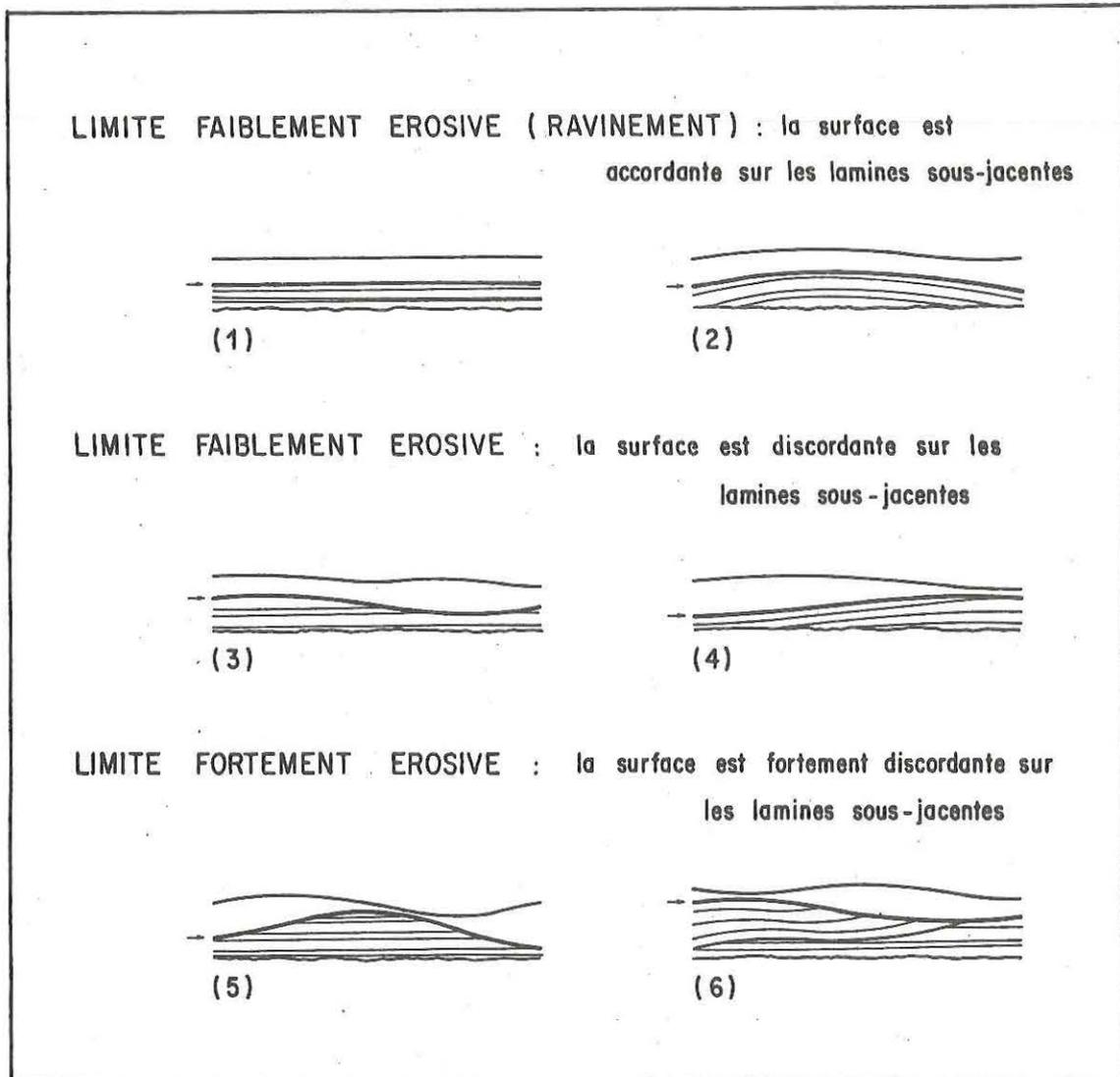


Fig. 16 : Classification des surfaces d'érosion intrastrates selon l'ampleur de l'érosion et la forme, en coupe, de la surface. Il faut noter qu'à forme identique ((3) et (6)) et selon l'attitude des lamines sous-jacentes, une surface peut être faiblement, (3), ou fortement, (6), érosive.

Dans l'espace, les limites de type (1) correspondent soit à des dômes soit plus généralement à une surface plane. Les limites de type (2) & (3) sont toujours des dômes (fig. 17 A₁). Il est rare de pouvoir préciser le caractère discoïdal ou ellipsoïdal de ces dômes, et dans ce dernier cas s'ils sont ou non orientés (fig. 17B). L'inclinaison et le sens de plongement des surfaces obliques d'érosion associées à ces dômes sont quelconques. La seule exception concerne des limites de type (3) (niveau C54), qui correspond à une mégaride symétrique (fig. 17 C).

Les surfaces de type (3), (2) et (1) se succèdent latéralement à la base d'un même faisceau (fig. 17A₁). Les surfaces de type (1) peuvent elles-mêmes passer latéralement à de simples interfaces entre une interlamine et une lamine (fig. 17A₁). Ceci correspond à un passage progressif de surfaces fortement érosives à des surfaces non érosives concordantes sur les lamines sous-jacentes.

Latéralement, par *dichotomies et intrications*, les surfaces de type (2) et (3) peuvent passer à des *interstrates* (fig. 18).

Lorsque les affleurements le permettent, une même surface de base de faisceau présente latéralement les états suivants :

- . une surface non érosive plane ou en dôme qui correspond à une interface banale entre une interlamine et une lamine,
- . une surface érosive plane ou en dôme qui correspond à une lamine ravinante, accordante sur les lamines et interlamines sous-jacentes,
- . une surface faiblement érosive en dôme,
- . une surface fortement érosive en dôme,
- . une base de strate plane ou faiblement ondulée.

La notion de faisceau élémentaire (fig. 19)

Dans la coupe étudiée, la reconnaissance des surfaces d'érosion intrastrates permet de subdiviser les strates en plusieurs unités de dépôts. Chacune de ces unités constitue un *faisceau élémentaire* défini comme étant "*le plus petit ensemble de lamines qui ne se recoupent pas entre elles*".

La surface de base d'un faisceau élémentaire peut avoir deux significations :

- 1 - Elle sépare deux événements bien distincts dans le temps lorsqu'elle est l'équivalent latéral d'une dichotomie ou d'une intrication,
- 2 - Elle traduit des variations d'énergie au cours d'un même événement.

Dans les deux cas la morphologie des surfaces d'érosion est identique et varie latéralement d'une façon similaire. Ce qui permet d'affirmer que de nombreuses surfaces d'érosion intrastrates qui ne passent pas latéralement à l'échelle de l'affleurement considéré à une interstrate, correspondent à une limite d'érosion entre deux événements différents ; cependant, rien ne permet de conclure que toutes ces limites traduisent un événement différent.

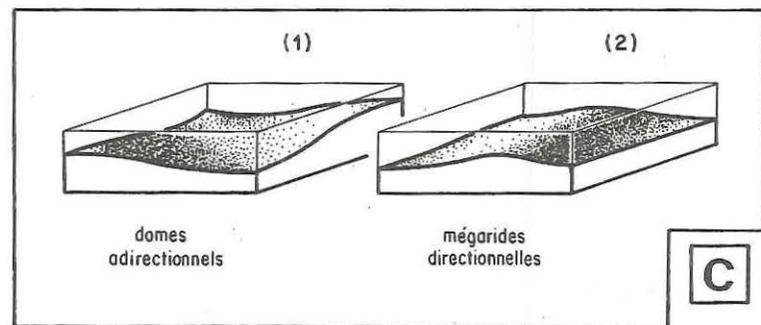
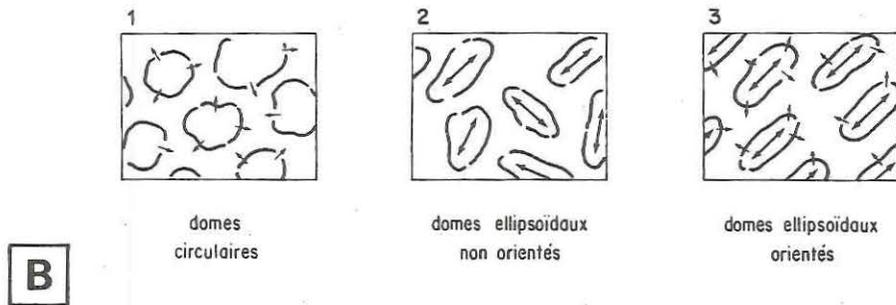
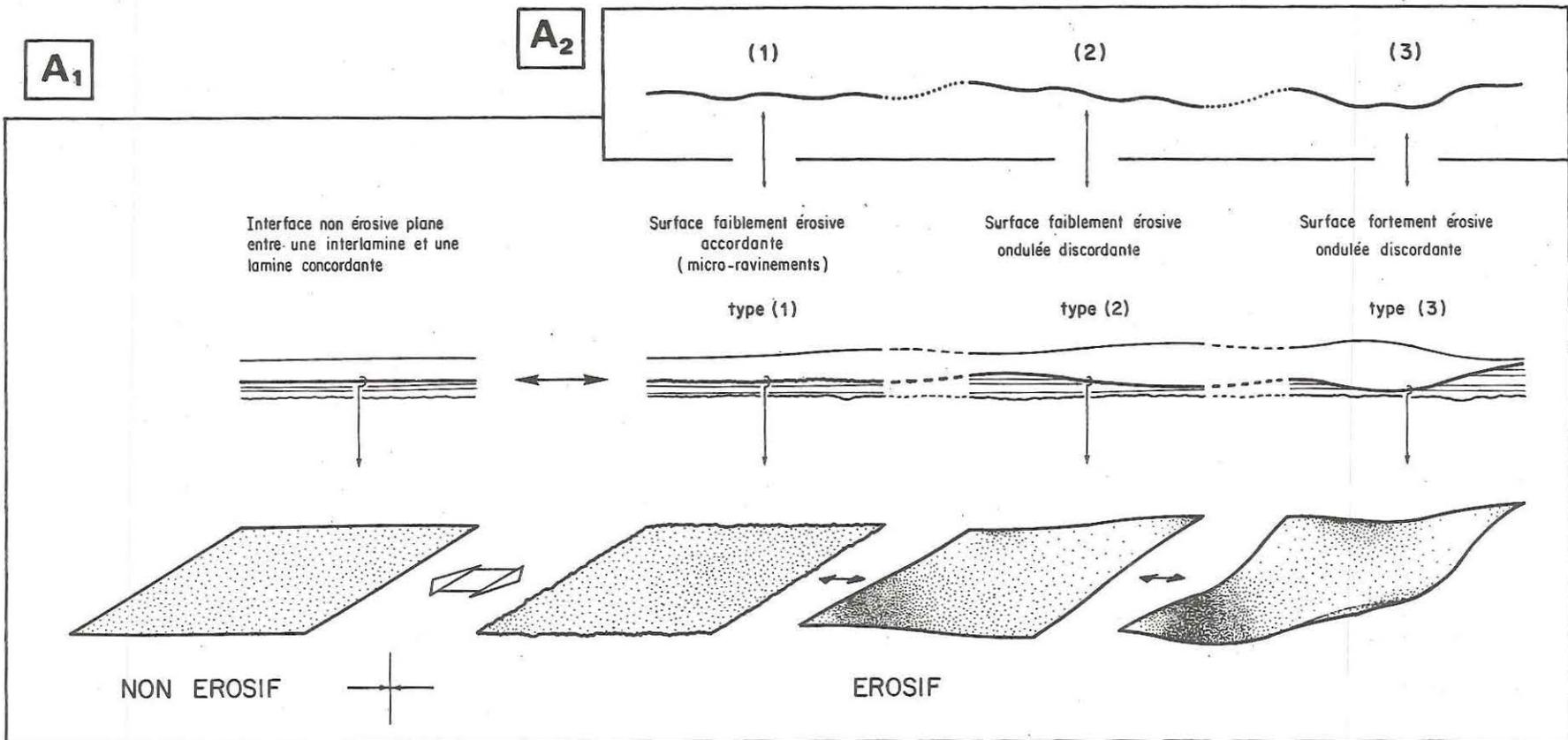


Fig. 17 : Les surfaces d'érosion intrastrate / A₁ : évolution latérale de la topographie d'une surface d'érosion intrastrate, A₂ : superposition sur des mégastuctures érosives ondulées métriques d'ondulations érosives de longueur d'onde variant entre 10 et 25 cm, B : géométrie des dômes constitutifs de certaines surfaces d'érosion intrastrate, C : dômes adirectionnels et "dômes" directionnels en forme de mégarides.

Ce résultat s'oppose à l'idée généralement admise qu'une strate correspond à un événement plus ou moins instantané à l'échelle géologique. C'est le faisceau élémentaire constitué de lamines et interlamines qui résulte d'un dépôt instantané.

L'étude du litage doit donc être menée à deux échelles d'observation différentes :

- . au niveau de la géométrie des faisceaux élémentaires,
- . au niveau de la structure interne des faisceaux élémentaires.

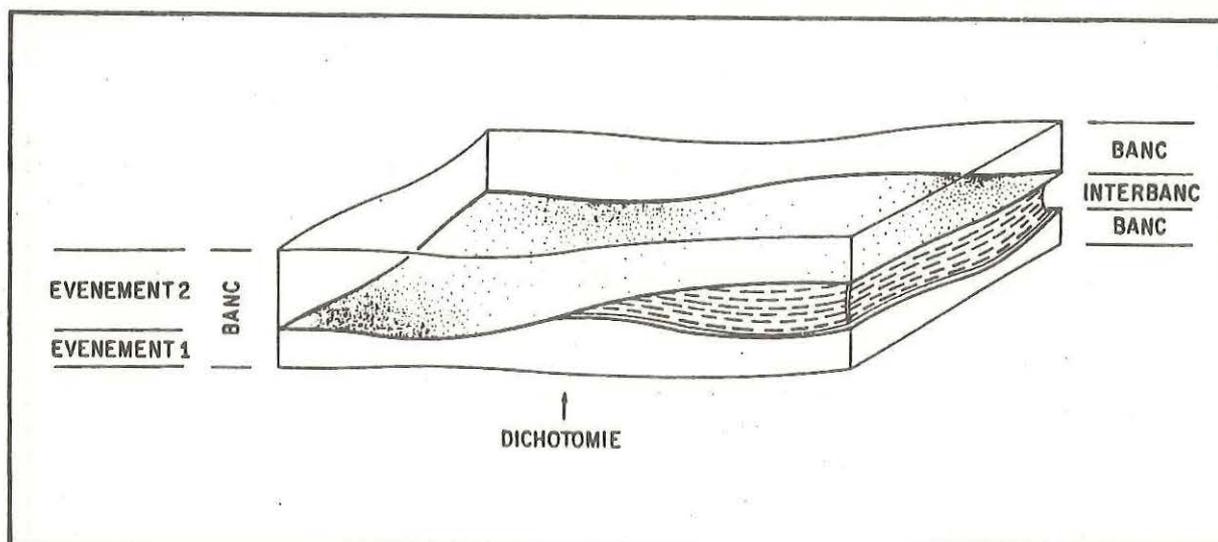


Fig. 18 : "passage" latéral entre une surface d'érosion intrastrate en dômes faiblement ou fortement érosive (type (2) et (3), fig. 17) et une intrastrate (dichotomie de strate).

PLANCHE 4

LES SURFACES D'ÉROSION INTERSTRATES



- ← * Surface accordante faiblement érosive (ravinement)
- ← ☆ Surface discordante faiblement érosive
- ← ☆ Surface discordante fortement érosive
- ← □ Dichotomie (interstrate)

Fig. 19 : Faisceaux élémentaires et identification des événements constitutifs d'une strate. Une strate peut être décomposée en plusieurs faisceaux élémentaires après examen de la stratification (A) et du litage (B). Deux décomptes d'événements peuvent être effectués selon la signification donnée aux surfaces basales de faisceaux(D).

A STRATIFICATION

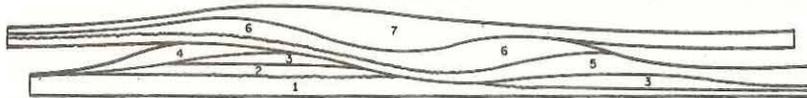


B LITAGE

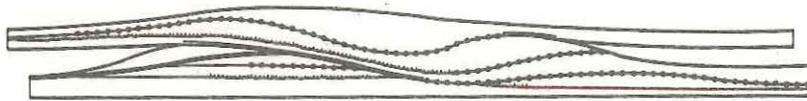


C LES SURFACES D'ÉROSION INTRASTRATES : NOTION DE FAISCEAUX ÉLÉMENTAIRES

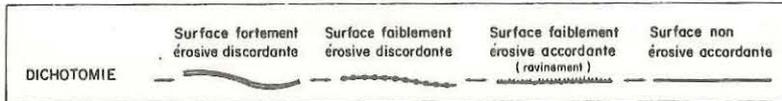
(1) Les surfaces d'érosion intrastrates et les faisceaux élémentaires associés



(2) Classification des surfaces d'érosion intrastrate selon l'ampleur de l'érosion



(3) Les différents types de surface d'érosion intrastrate et leurs passages latéraux



D IDENTIFICATION DES DIFFÉRENTS ÉVÉNEMENTS CONSTITUTIFS D'UNE STRATE

(1) 3 événements : seules les dichotomies indiquent un événement différent, les autres surfaces d'érosion intrastrates correspondent à des variations d'énergie au cours d'un même événement



(2) 7 événements : chaque faisceau élémentaire correspond à un événement



6) Géométrie des faisceaux élémentaires : le litage oblique en mamelons

Les faisceaux élémentaires se disposent :

- . soit en plans horizontaux,
- . soit en dômes et dépressions plus ou moins circulaires et plus ou moins symétriques.

Il n'existe aucune évidence de faisceaux frontaux ; *ce ne sont donc pas des corps sédimentaires progradants.*

En coupe, un certain nombre de caractéristiques permet de rapporter le litage composé de ces faisceaux élémentaires au *litage oblique en mamelons* ("hummocky cross-stratification" ou HCS) tel qu'il fut défini par HARMS (1975) (fig. 20) :

- . les bases ondulées de faisceaux (longueur d'onde apparente moyenne 1 à 5 m), érosives, faiblement inclinées (moins de 15°),
- . la forte dispersion des directions d'inclinaison des faisceaux (due à la topographie en dômes),
- . l'accordance des lamines des faisceaux par rapport à la surface basale de ces derniers (cf infra),
- . les variations latérales d'épaisseur des lamines.

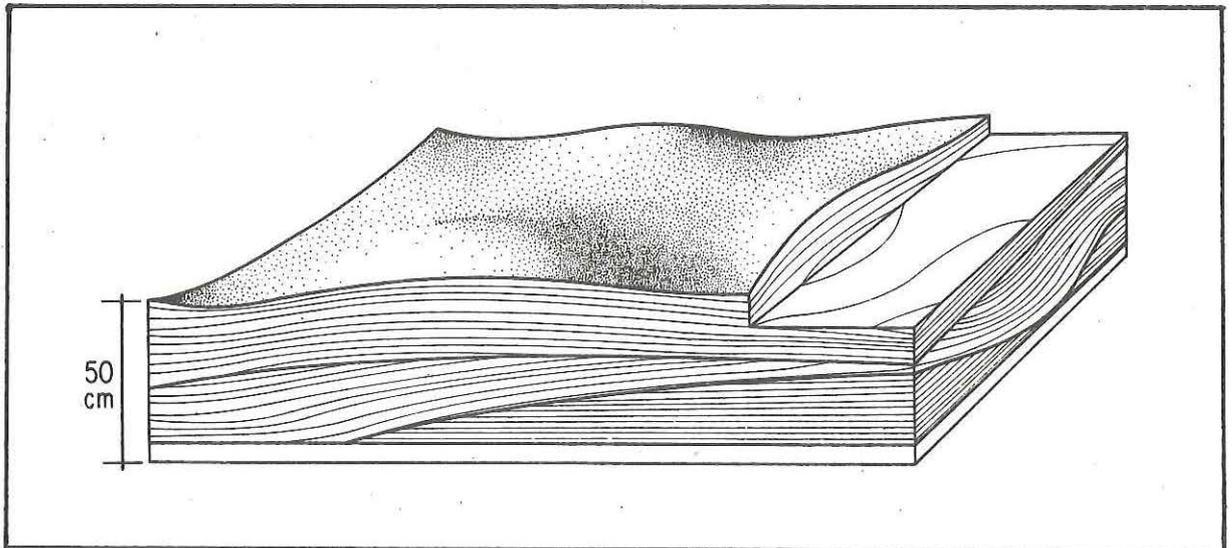


Fig. 20 : Le litage oblique en mamelons (HUMMOCKY Cross-stratification ou HCS)-d'après la figuration originale de HARMS (1975).

Ce schéma est une vue simplifiée du litage oblique en mamelons, seules les surfaces majeures d'érosion ont été reconnues. Les paquets de lamines parallèles offrent en réalité de nombreuses surfaces mineures d'érosion. De plus ce bloc diagramme ne retient ni les passages latéraux entre des limites majeures et mineures d'érosion, ni les dichotomies et intrications.

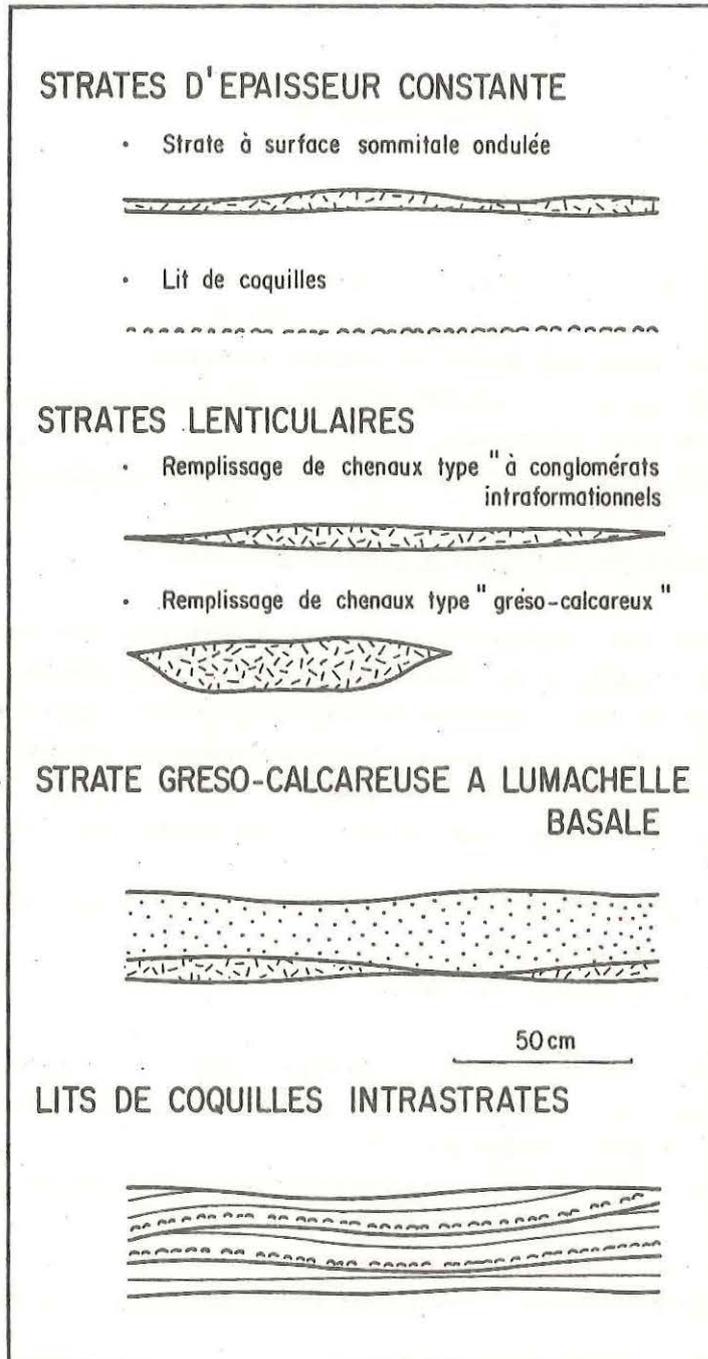


Fig. 21 : Classification des accumulations de coquilles (lumachelles) selon leur mode de stratification.

Les ondulations dessinées par les surfaces de base des faisceaux sont irrégulières, la longueur d'onde et la hauteur varient d'une manière aléatoire. Ceci est dû à une topographie constituée de dômes plus ou moins elliptiques non orientés ou de dômes circulaires plus ou moins dissymétriques.

o) Structure interne des faisceaux élémentaires

Cinq types de structures internes ont été reconnus (fig. 15) :

- (a) des accumulations de coquilles (lumachelles),
- (b) des conglomérats intraformationnels de sphéroïdes remaniés,
- (c) des lamines parallèles planes ou ondulées métriques,
- (d) des lamines parallèles ondulées décimétriques assimilables à un litage chevauchant de rides symétriques,
- (e) des lamines entrecroisées assimilables à un litage oblique de rides de vagues.

(a) les accumulations de coquilles (lumachelles) (fig. 21)

Les lumachelles sont restreintes aux strates de type gréso-calcaireux. Une grande partie des carbonates constitutifs de ce faciès pétrographique est probablement le produit de la désagrégation mécanique et (ou) chimique des coquilles et tests (micritisation).

La nature des bioclastes est variée. Les Brachiopodes et les Bivalves dominent, les Trilobites sont en petite quantité. Les Gastéropodes, les Hyolites, les Cystoïdes sont localisés à certains niveaux et peuvent alors constituer des strates entières.

Quatre types de lumachelles ont été rencontrées sur le terrain (fig. 21) :

- (1) des strates de lumachelles offrant une bonne continuité latérale, dont l'épaisseur varie de quelques millimètres (un lit de coquilles) à la dizaine de centimètres,
- (2) des remplissages de chenaux à conglomérats intraformationnels ; lorsque les coquilles constituent l'essentiel de la strate, la concavité du chenal est prononcée et sa largeur n'excède pas 1 à 2 m,
- (3) des bases de strates gréso-calcaireuses ; les lumachelles se disposent en lentilles convexes jointives,
- (4) des lits millimétriques de coquilles jointives alignées à l'intérieur de certains faisceaux de strates ; ces accumulations sont parallèles aux lamines silto-sableuses.

Les coquilles sont désarticulées et plus ou moins brisées. Leur fragmentation est extrême lorsqu'elles remplissent des chenaux à conglomérats intraformationnels dont la concavité est marquée.

Dans les lumachelles de type (1), la fabrique est quelconque. Les lumachelles de type (4) sont constituées de coquilles disposées horizontalement et dont la concavité est tournée vers le haut. Les lumachelles de type (2) et (3) sont intermédiaires entre les types (1) et (4). Aucune fabrique oblique n'a été observée.

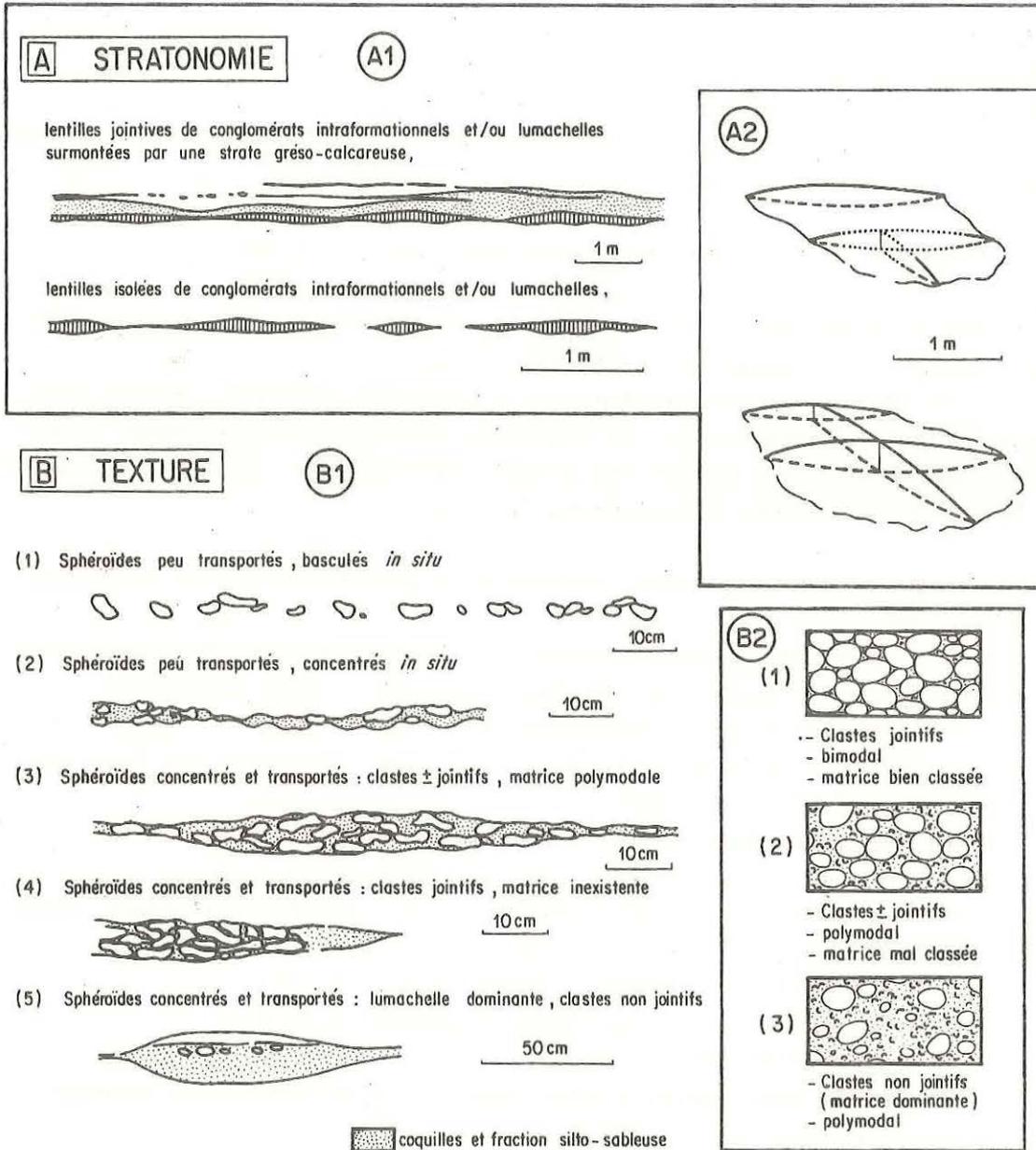


Fig. 22 : Les conglomérats intraformationnels / A : stratonomie 1: en coupe, 2 : dans l'espace / B : texture 1 : les différentes textures observées, 2 : les textures des conglomérats (d'après WALKER, 1975a, b, 1982).

(b) les conglomérats intraformationnels (fig. 22, 23, 24)

Les conglomérats intraformationnels sont exclusifs des strates de type gréso-calcaireux. L'essentiel des clastes est constitué par des sphéroïdes de type "silico-alumineux" (voir définition p. 85) qui proviennent du *remaniement des couches sous-jacentes*. Ces sphéroïdes peuvent être associés à une matrice discrète composée d'argiles, silts, sables et de coquilles brisées. Aucun fragment lithique n'a été identifié dans ces accumulations ; cela est sans doute dû à la faible induration des strates sous-jacentes. L'absence de façonnement et la forme héritée des clastes plaident en faveur d'un transport unique et peu important.

Deux types de conglomérats intraformationnels ont été distingués :

- . des conglomérats issus du remaniement sur place des sphéroïdes. Il s'agit d'un lit aux surfaces de stratification mal définies, mais à bonne continuité latérale. Les sphéroïdes sont basculés et se chevauchent parfois (fig. 22 B1).
- . des conglomérats formés de lentilles de sphéroïdes transportés et concentrés. L'épaisseur des lentilles varie de 3 à 7 cm en général, elle n'atteint que rarement 10 cm. Les lentilles peuvent être soit isolées dans la masse pélitique, soit jointives, constituant alors la base de strates de type gréso-calcaireux (fig. 22 A1).

La géométrie des conglomérats lenticulaires a pu être précisée sur deux affleurements (fig. 22 A2) :

- . Elle est proche de celle de *dômes plus ou moins elliptiques*. Ces conglomérats ne remplissent donc pas des chenaux, mais des *dépressions plus ou moins elliptiques*.
- . Ces lentilles ont une symétrie parfaite par rapport au plan horizontal ; en particulier la zone la plus basse de la dépression et le point le plus haut des dômes sont toujours symétriques par rapport à ce plan.

Cette morphologie évoque celle des *dômes du litage oblique en mamelons*. Pour tester cette ressemblance, des mesures de longueur d'onde apparente (ici la largeur à l'affleurement des strates lenticulaires) ont été effectuées sur les conglomérats intraformationnels ainsi que sur certaines lumachelles (type (1), fig. 21) dont la géométrie est identique.

Ces mesures permettent d'établir plusieurs faits (fig. 23) :

- . la longueur des lentilles est toujours supérieure à 1.1 m,
- . la longueur d'onde moyenne est comprise entre 1.1 et 2 m,
- . les strates lenticulaires du membre supérieur de la Formation de Postolonnec (1.7 m à 6.9 m) sont en moyenne plus larges que celles du membre inférieur (1.1 à 1.7 m).
- . l'histogramme de fréquence des longueurs d'ondes apparentes des lentilles fait clairement ressortir que ces fréquences ne sont pas aléatoires mais regroupées en différentes limites de tailles, régulièrement espacées l'une de l'autre par une *valeur périodique* de 0.7 à 0.8 m. De plus les lentilles du membre supérieur peuvent être décomposées en deux types de dômes dont la *longueur d'onde apparente* est respectivement comprise entre 0.6 - 0.7 m et 1.2 - 1.8 m (histogramme n° b de la fig. 23).

PLANCHE 5 STRUCTURE INTERNE DES FAISCEAUX ELEMENTAIRES

LAMINES LEGEREMENT ONDULEES PLANES DISCORDANTES
SUR UNE SURFACE PLATE D'AFFOUILLEMENT

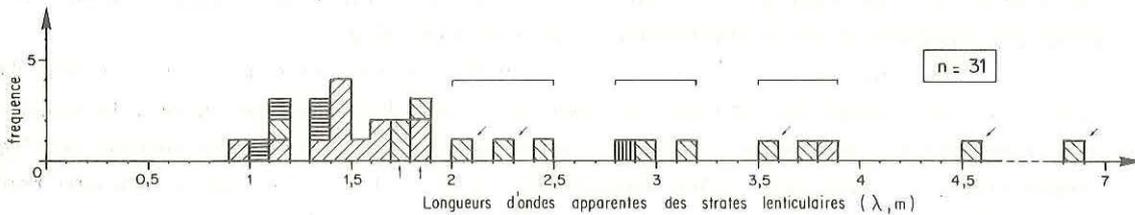
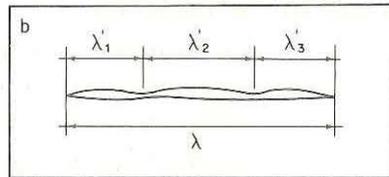
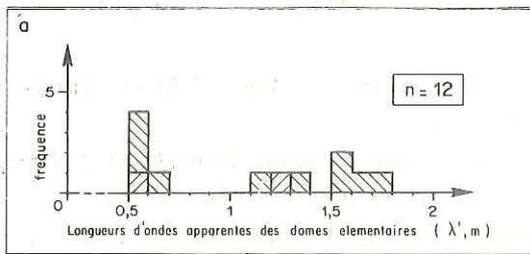


CONGLOMERATS INTRAFORMATIONNELS

Sphéroïdes peu transportés, concentrés in situ (type 2)



Sphéroïdes concentrés et transportés :
clastes jointifs, matrice inexistante (type 4)



- conglomerats intraformationnels du membre inférieur
- lumachelles du membre inférieur
- conglomerats intraformationnels du membre supérieur
- lumachelles du membre supérieur

Fig. 23 : Histogramme de fréquence des longueurs d'ondes apparentes des strates lenticulaires de conglomerats intraformationnels et de lumachelles / a : histogramme de fréquence des longueurs d'ondes apparentes des dômes élémentaires modelant la surface sommitale des strates lenticulaires ; b : rapport entre les 2 types de longueurs d'ondes apparentes (les flèches indiquent les niveaux qui ont fait l'objet d'une décomposition en dômes élémentaires).

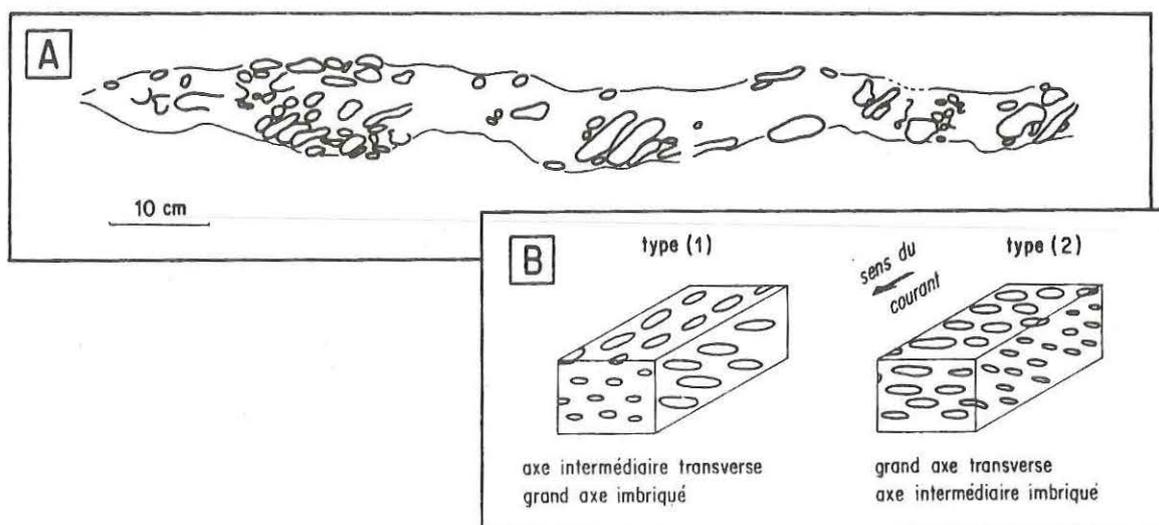


Fig. 24 : Fabrication des conglomérats intraformationnels / A : strate C14b, les clastes sont imbriqués selon leur axe intermédiaire / B : les fabrications des conglomérats (d'après WALKER 1975, a, b, 1982) le type (1) correspond à un dépôt en suspension, le type (2) à un dépôt par traction.

La disposition, en coupe, des clastes est variable. Il semble que les sphéroïdes remaniés sont généralement disposés avec le grand axe parallèle à la stratification. Plusieurs textures ont été rencontrées :

- . des conglomérats à sphéroïdes jointifs (type (3), fig. 22 B1 et texture (1), fig. 22 B2) ; c'est le cas le plus rare.
- . des conglomérats polymodaux, à clastes plus ou moins jointifs et à matrice mal classée (type (2) et (4), fig. 22 B1 et texture (2), fig. 22 B2).

Aucune texture en écoulement de débris "débris flow", (texture (3), fig. 22 B2) n'a été rencontrée, les conglomérats à matrice dominante présentant des clastes orientés avec le grand axe parallèle à la stratification (type (5), fig. 22 B1).

Un seul cas de *fabrique oblique* a pu être observé et mesuré sur le niveau C14 b (fig. 24). Les clastes sont obliques et imbriqués selon l'axe intermédiaire ; le grand axe est transverse à l'écoulement et l'axe intermédiaire est incliné en sens inverse de l'écoulement (type (2), fig. 24B). Selon WALKER (1975, a et b, 1982), ce type de fabrication traduit un transport par traction des clastes par roulement sur le fond.

(c) les lamines parallèles ou ondulées métriques.

Le terme "lamines parallèles" est utilisé par commodité sur le terrain. Il s'agit en fait de *lamines non sécantes* ("non intersecting laminae") qui peuvent présenter des *variations d'épaisseur latérales importantes* (en 50 cm, une lamine peut quadrupler d'épaisseur : de 1 à 4 mm). Ces lamines qui s'épaississent latéralement contribuent à combler des dépressions (fig. 25 A1) ou à édifier des reliefs sur une surface originellement plane, horizontale (fig. 25 A2).

Plusieurs types de contacts ont été observés entre les surfaces basales érosives des faisceaux et les lamines sus-jacentes (tab. 1) :

- Dans le cas de surfaces basales faiblement ondulées ($\lambda = 1$ à 5 m, $H = 5$ à 20cm) les lamines sont parallèles à cette surface (fig. 25 B).
- Dans le cas de surfaces basales fortement ondulées ($\lambda = 1$ à 4 m, $H = 10$ à 50cm) ainsi que dans le cas des figures de base de bancs, les lamines combler des dépressions par épaissements latéraux (fig. 25 A1) ; elles sont soit parallèles à la surface basale du faisceau ou du banc, soit obliques tangentielles.
- Certaines figures de base de bancs, et plus particulièrement les gouttières d'érosion, sont remplies par des lamines planes horizontales ; *la présence d'intrications* (planche 3, ph. 3) *en bordure des gouttières* indique que leur comblement est le fait de plusieurs faisceaux élémentaires qui correspondent à autant d'événements distincts.

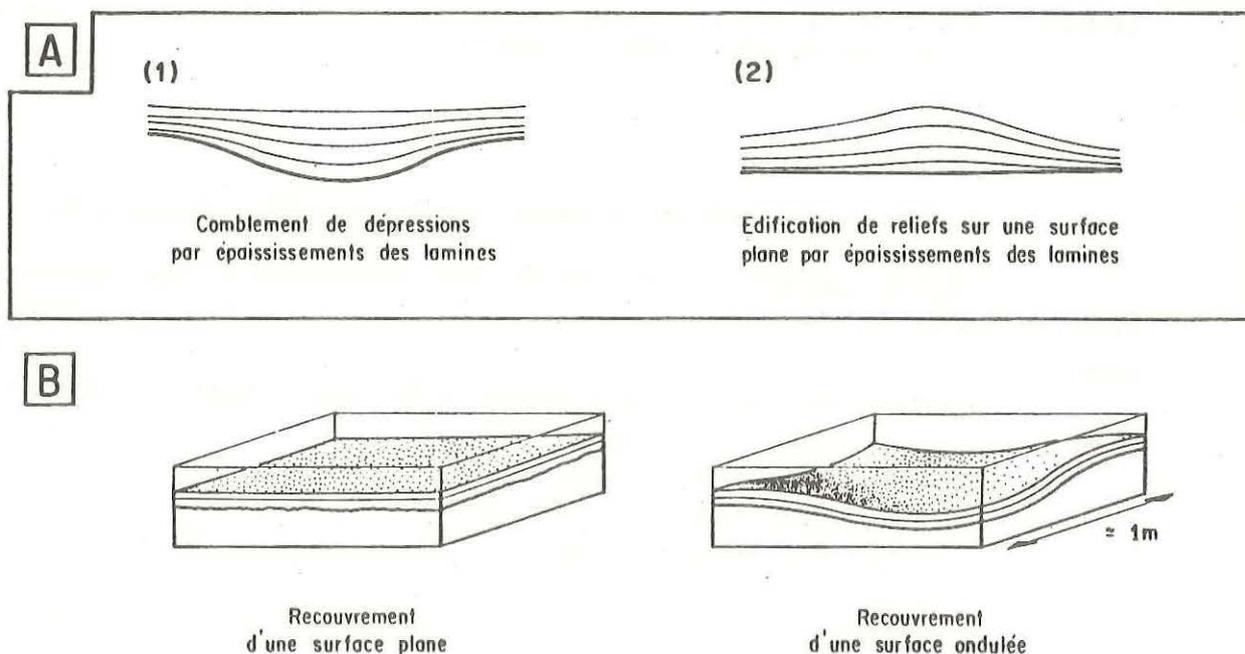


Fig. 25 : Le litage de lamines non sécantes planes ou ondulées métriques / A : les épaissements et amincissements latéraux de lamines et leurs conséquences sur le litage ; B : rapport des lamines non sécantes avec la surface basale érosive des faisceaux : les lamines sont parallèles à la surface basale (cas général).

		FIG. INTRASTRATES	FIGURES DE BASE DE BANCS		
		Surfaces majeures ondulées d'érosion	Figures plates d'affouillement	Chenaux (sillons) grésocalcareux	Gouttières d'érosion
CONTACT ACCORDANT	(1) Recouvrement par des lamines parallèles entre elles et avec la surface d'érosion				
	(2) Comblement par des lamines qui s'épaississent latéralement, mais parallèles à la surface d'érosion				
C. TANGENTIEL	(3) Comblement par des lamines qui s'épaississent latéralement, tangentes à la surface d'érosion				
C. DISCORDANT	(4) Comblement par des lamines planes horizontales, discordantes sur la surface d'érosion				

Tableau 1 : Les différents types de contacts entre les surfaces basales érosives des faisceaux et les lamines sus-jacentes non sécantes.

(d) structure interne des faisceaux élémentaires induits par des rides

(lamines parallèles ondulées décimétriques assimilables à litage chevauchant de rides symétriques, et lamines entrecroisées assimilables à un litage oblique de rides de vagues).

Plusieurs types de structures internes de faisceaux élémentaires associés à des rides ont été reconnus en se fondant sur :

- la morphologie de l'enveloppe de la ride (longueur d'onde, fig. 26 a), hauteur, indice de ride (fig. 26b), concavité du creux, concavité de la crête (fig. 27 - TANNER, 1967, REINECK & WUNDERLICH, 1968 ; HARMS, 1969, BOERSMA, 1970 ; LENOTRE, 1977),
- la géométrie des crêtes de rides dans le plan de stratification (fig. 28a & b),
- la géométrie des lamines associées aux rides afin d'estimer l'importance relative de l'aggradation et de la migration des rides (Mc KEE, 1965 ; HARMS *et al.*, 1982),

- . La nature pétrographique du sédiment associé aux rides.

Type (1) : *litage ondulé de rides symétriques "plates" chevauchantes en phase associées à un matériel gréseux.*

- . longueur d'onde : 18 à 23 cm (fig. 26a)
- . hauteur : 0.9 à 1.1 cm
- . indice de rides : 17 à 23 (fig. 26b)
- . En coupe, le rayon de courbure de la concavité du creux de la ride est plus grand que celui de la convexité de la crête de la ride. Il s'ensuit que le creux est la forme dominante dans le profil de la ride (fig. 27).

. Dans l'espace, les rides associées sont des *rides interférentes polygonales* quelconques (plus de 3 directions interférentes) (niveaux C46 et C48, fig. 28a & b).

. Le litage associé est un *litage ondulé de rides symétriques chevauchantes en phase*. Par le jeu des épaisissements de lamines dans les dépressions, le profil de la ride évolue de la base au sommet du faisceau élémentaire : la hauteur décroît, l'indice de ride augmente, les différences entre la concavité du creux et la convexité des crêtes s'estompent.

. Ce litage est exclusif des strates à matrice quartzophylliteuse non carbonatée (famille gréseuse).

Type (2) : *litage ondulé de rides symétriques "plates" chevauchantes en phase associées à un matériel gréso-carbonaté.*

- . longueur d'onde : 8 à 15 cm (fig. 26a)
- . hauteur : 0.2 à 0.6 cm
- . indice de rides : > 23 (fig. 26b)
- . En coupe, ce sont des rides très plates qui passent latéralement très fréquemment à des lamines planes. La concavité des creux et la convexité des crêtes ont le même rayon de courbure et la même importance relative (fig. 27).

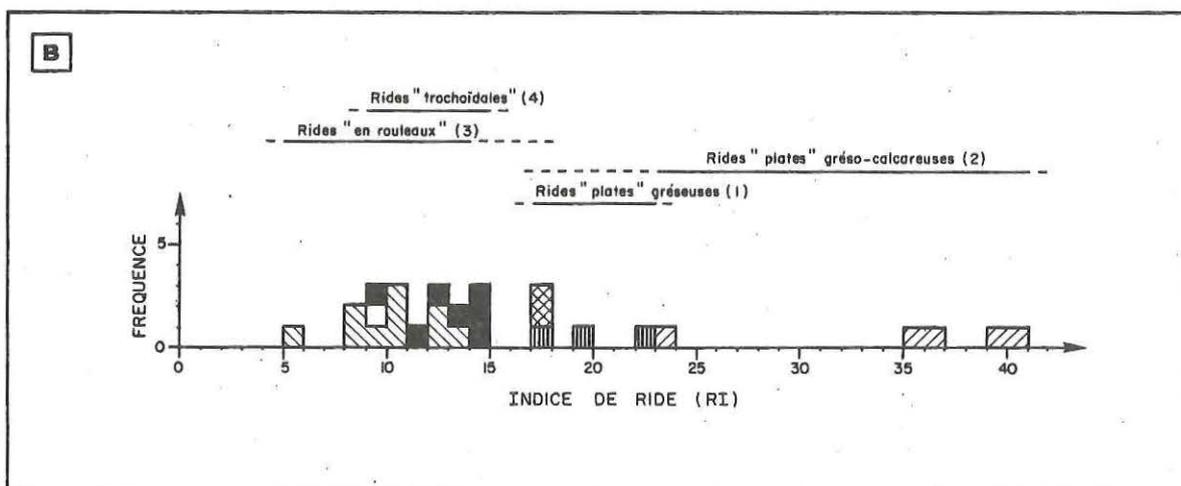
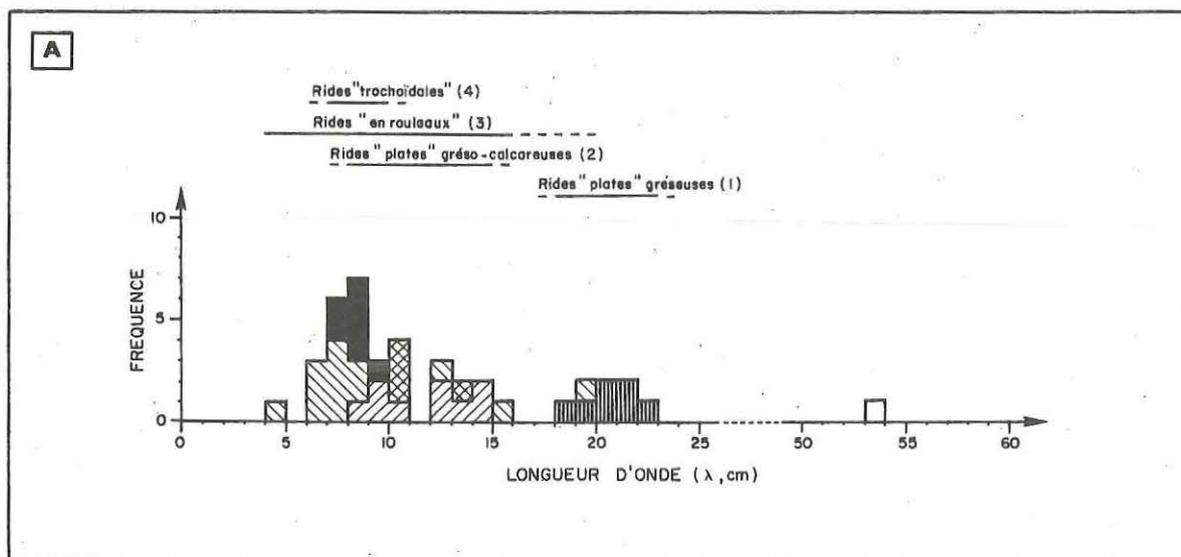
. Dans l'espace, il s'agit de *rides interférentes polygonales quelconques* (fig. 28a).

. Le litage associé est un *litage ondulé de rides symétriques chevauchantes en phase*.

. Ce litage s'exprime surtout dans des strates à matrice quartzophylliteuse carbonatée (famille gréso-carbonatée).

Type (3) : *litage ondulé de "rides symétriques" dites "en rouleaux" chevauchantes associées à un matériel gréso-carbonaté.*

- . longueur d'onde : 4 à 16 cm voire 20 cm (fig. 26a)
- . hauteur : 0.55 à 1.6 cm
- . indice de rides : 5 à 14 (fig. 26b)
- . En coupe, ce sont des rides très "convolutées" d'où leur nom de rides "en rouleaux" donné sur le terrain (fig. 27). Le rayon de courbure de la crête et du creux est très fort pour des rides. Il existe des formes intermédiaires avec le type précédent (2).



LEGENDE

- | | | | |
|---|--|---|---------------------------------|
|  | Rides "plates" gréseuses (type (1)) |  | Rides "en rouleaux" (type (2)) |
|  | Rides "plates" gréséo-calcaires (type (2)) |  | Rides "trochoïdales" (type (4)) |
|  | Rides "plates" intermédiaires entre la famille gréseuse et la famille gréséo-calcaireuse |  | Sub-mégarides |

Fig. 26 : Longueurs d'onde et indices de ride (RI) des différents types de rides du membre moyen (M. de Kerarvail) de la Formation de Postolonnec / A : histogramme de fréquence des longueurs d'onde / B : histogramme de fréquence des indices de ride.

- . En plan, il s'agit soit de *rides en briques et tuiles* (ALLEN, 1982) à deux directions interférentes régulières ou irrégulières (fig. 28a), soit de *rides polygonales*.
- . Le litage associé est un *litage ondulé de rides chevauchantes en phase*.
- . Ce litage est exclusif des strates à matrice quartzophylliteuse carbonatée (famille grésocarbonatée).

Type (4) : litage entrecroisé de rides "trochoïdales" de vagues

- . longueur d'onde : 7 à 10 cm (fig. 26a)
- . hauteur : 0.55 à 0.9 cm
- . indice de rides : 9 à 15 (fig. 26b)
- . En coupe le creux des rides est prépondérant dans la constitution de ces dernières. Les crêtes sont relativement aigues ("trochoïdes"), elles peuvent être arrondies par des écoulements ultérieurs (fig. 27).
- . Dans le plan de stratification, ce sont des *rides à crêtes droites parallèles* (niveaux C63).

- TYPE (1): Rides symétriques "plates" associées à un matériel gréseux



- TYPE (2): Rides symétriques "plates" associées à un matériel grésocarbonaté



- TYPE (3): Rides symétriques dites "en rouleaux"



- TYPE (4): Rides symétriques "trochoïdales"



10cm

Fig. 27 : Profils, dans un plan parallèle à la direction de l'écoulement, des différents types de rides du membre moyen (M. de Kerarvail) de la Formation de Postolonnec (pour les types (1) (2) & (3) la longueur d'onde n'est pas constante car il s'agit de rides interférentes polygonales recoupées par un plan orthogonal à la principale direction des crêtes de rides).

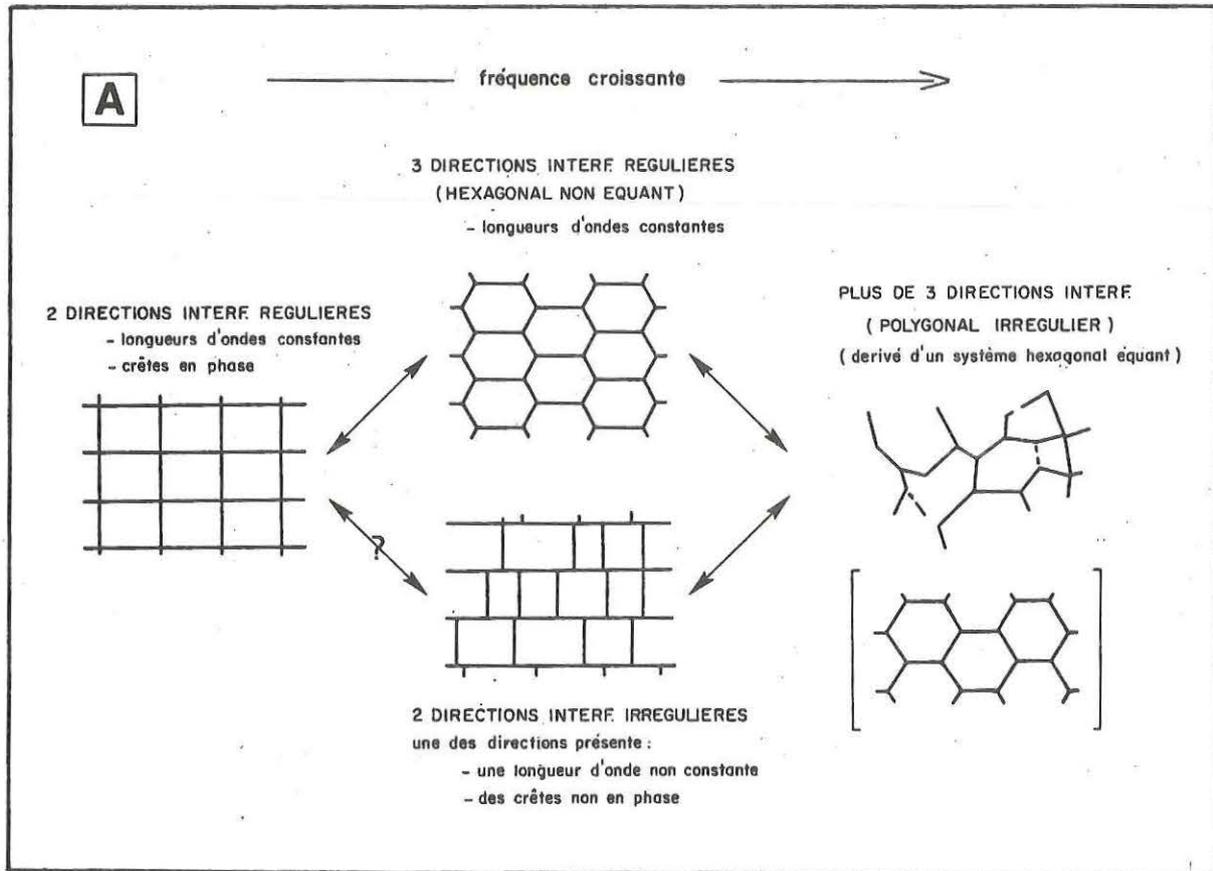
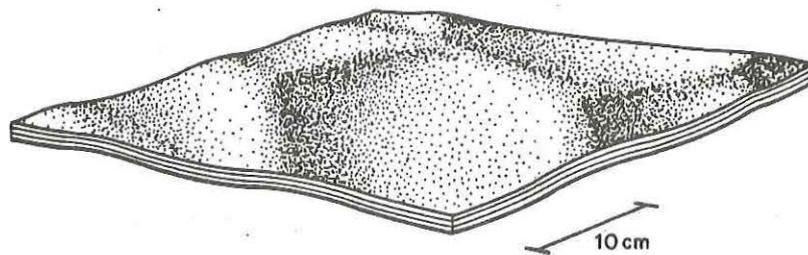
**B**

Fig. 28 : Géométrie des crêtes de rides dans le plan de stratification / a- les différents types de rides interférentes des strates de la Formation de Postolonnec (la classification utilisée est celle de ALLEN, 1982) / b- bloc diagramme d'un faisceau élémentaire de lamines ondulées décimétriques (litage de rides interférentes co-génétiques polygonales chevauchantes en phase - rides de type (1)).

. Le litage associé présente les caractéristiques du *litage oblique de rides de vagues* (BOERSMA, 1970, de RAAF *et al.*, 1977 et REINECK & SINGH, 1980). Ce litage est constitué de plusieurs faisceaux élémentaires de rides chevauchantes en phase qui se recoupent mutuellement sans logique apparente. Les rides de type (3) peuvent passer latéralement à des rides de type (2) par modification progressive du profil des creux et des crêtes.

Ce type de ride est *localisé dans des dépressions, protégées en amont par des dômes directionnels ou adirectionnels* (fig. 29B) ; le litage entrecroisé de rides de type (4) peut passer latéralement à des lamines planes ou ondulées métriques.

Lorsque la *surface de dépôt est inclinée*, le litage de type (4) (niveaux C57, C86, C88) passe progressivement à un *litage de rides dissymétriques*, chevauchantes ou non, voire à un *litage oblique de rides de courant*.

. Ce type de litage est exclusif des strates à matrice quartzophylliteuse carbonatée (famille grés-carbonatée).

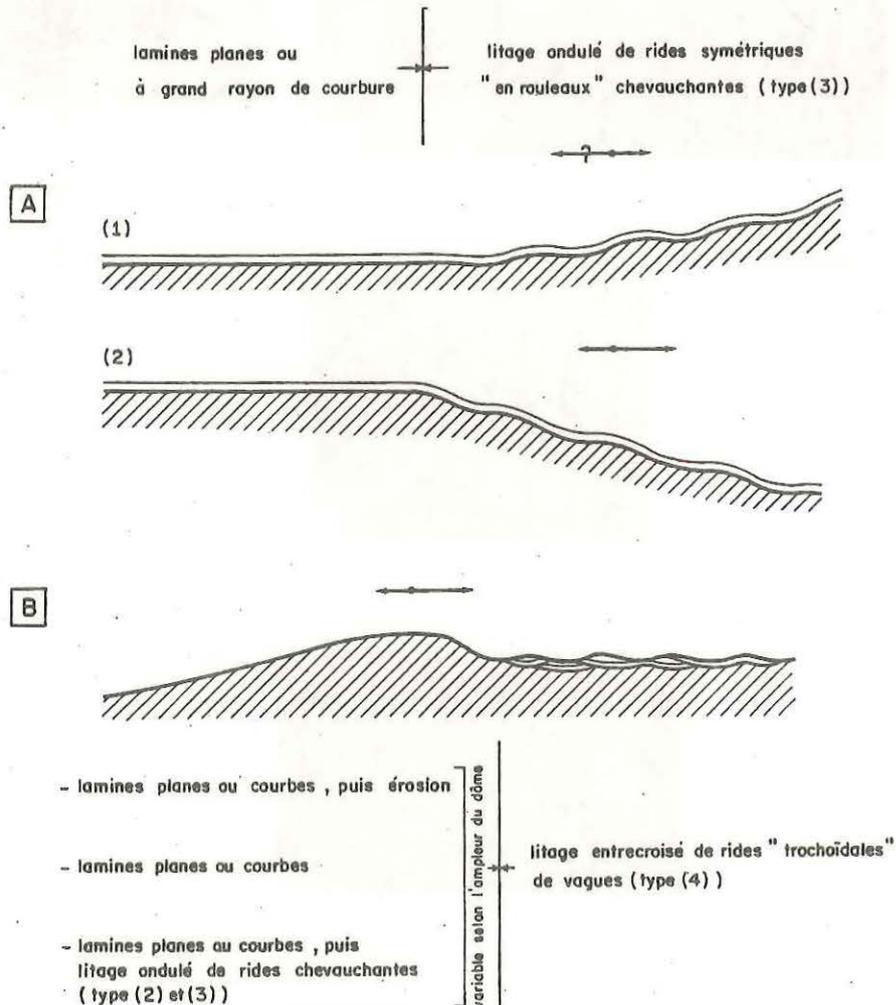


Fig. 29 : Situation topographique des rides de type (3) et (4) par rapport à des dômes métriques / a- cas des rides symétriques "en rouleaux" (type 3) ; elles se développent préférentiellement sur des surfaces plus ou moins inclinées / b- cas des rides symétriques "trochoïdales" (type 4) ; elles sont localisées en aval de dômes dans une zone protégée en creux.

PLANCHE 6

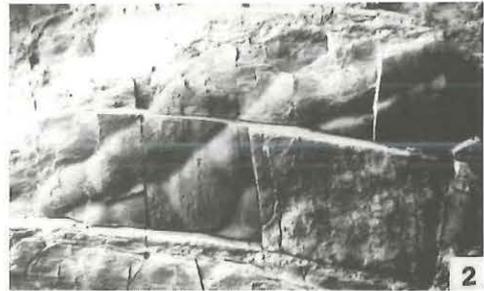
LES RIDES

RIDES INTERFERENTES COGENETIQUES

Polygonales (type 1)



en "briques et tuiles"
(type 2-3)



RIDES "TROCHOIDALES" A CRETES PARALLELES



LITAGE ONDULE DE RIDES CHEVAUCHANTES EN PHASE (type 1)



LITAGE ONDULE DE RIDES "EN ROULEAUX" (type 3) CHEVAUCHANTES EN PHASE



Les rides interférentes polygonales ou "en briques et tuiles"

Quatre types de rides interférentes et leurs intermédiaires ont été reconnus. La nomenclature adoptée est celle de ALLEN (1982) (fig. 28a). Le type le plus fréquent est celui du réseau de polygones irréguliers comprenant au moins quatre directions de crêtes de rides.

Quelque soit le type de réseau de rides considéré, il est impossible de déterminer l'antériorité d'une direction par rapport à une autre. *C'est la même lamine qui "moule" le système de rides interférentes* (fig. 28b). Il s'agit donc de rides symétriques interférentes *cogénétiques* chevauchantes en phase.

Le litage ondulé de rides chevauchantes

La surface basale ondulée décimétrique des faisceaux élémentaires est constituée par des rides interférentes cogénétiques le plus souvent polygonales. Cette surface est moulée par des lamines parallèles. Ces lamines, non sécantes, peuvent s'épaissir ou s'amincir latéralement, comblant généralement des dépressions. Ce litage est identique, à l'échelle décimétrique au litage oblique en mamelons de HARMS (1975). Il en diffère cependant par l'orientation des lamines inclinées puisqu'il s'agit de rides interférentes polygonales et non de dômes. Cette similitude a déjà été signalée par KREISA (1981).

Les crêtes de rides successives sont en phase ; il s'agit donc d'un litage de rides chevauchantes *en phase*. Les exceptions concernent les rides formées sur une surface inclinée, l'angle de chevauchement est oblique et dirigé dans le sens de la pente (planche 3). Ce litage de rides chevauchantes en phase a été dénommé :

- litage sinusoïdal par JOPLING & WALKER (1968),
- litage de type S par ALLEN, (1973, 1982) (fig. 30),
- litage supercritique, sans implications hydrodynamiques, par HUNTER (1977).

Plusieurs modes de passages latéraux ont été observés :

- le litage de type (1) et (2) passe latéralement à des lamines planes ou ondulées métriques
- le litage de type (3) passe latéralement au litage de type (2) ou plus rarement aux lamines planes et ondulées métriques ; cet enchaînement correspond généralement à une rupture de pente de la surface de dépôt (fig. 29a).

Péetrographie des litages de rides

Les litages de type (2), (3) et (4) sont caractéristiques des strates grésocalcareuses. Tandis que le litage de type (1) est exclusif des strates gréseuses.

Deux types de strates sont définis d'après leur nature péetrographique et caractérisés par certaines figures sédimentaires.

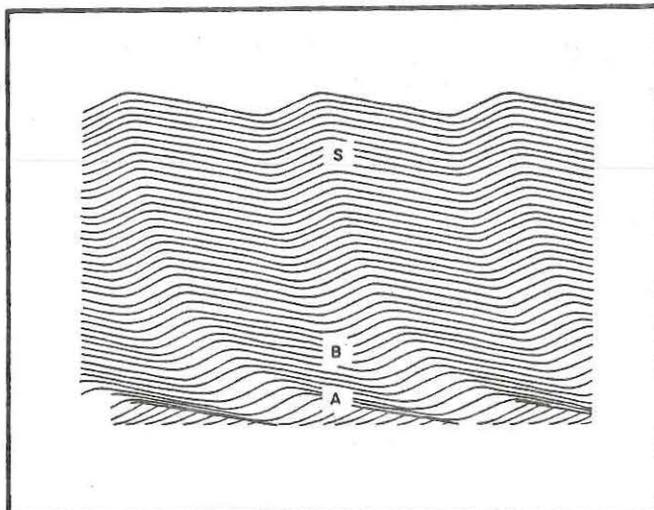


Fig. 30 ; Classification de ALLEN (1973) des litages ondulés décimétriques de rides chevauchantes : A : l'angle de chevauchement est faible, le flanc amont n'est pas préservé; B : l'angle de chevauchement croît, le flanc amont est préservé, les rides sont dissymétriques ; C : l'angle de chevauchement est fort (80 à 90°), les rides sont symétriques ou dissymétriques.

Strates gréso-calcareuses :

- . sillons, gouttières d'érosion fréquentes,
- . conglomérats intraformationnels et lumachelles,
- . litage oblique en mamelons à lamines planes nettes, et à érosions intrastrates marquées,
- . litage de rides de type (4)

Strates gréseuses :

- . absence de sillons, de lumachelles, et de conglomérats intraformationnels, gouttières d'érosion rares,
- . rareté des termes à lamines planes, érosions intrastrates faibles,
- . litage de rides de type (1) prépondérant dans la constitution des strates.

PLANCHE 7

FIGURE DE SOMMET DE BANCS
CHENAUX DENDRIFORMES4) *Les figures de sommet de strates*

La surface sommitale des strates est *érosive*.

Les exceptions concernent :

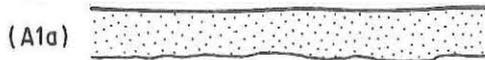
- Les strates intermédiaires entre le stratofaciès As et le stratofaciès B (alternances pélites-grès, strates très fines) qui présentent au-dessus d'une surface d'érosion intrastrate un niveau "gradé" centimétrique qui assure la transition avec l'interstrate (fig. 31B),
- Les dépressions marquées de sommet de strates qui comprennent soit des rides "trochoïdales" de vagues (type 4), soit des niveaux "gradés" identiques au précédent (fig. 31C).

La morphologie de la surface sommitale d'érosion est identique à celle des surfaces érosives de base des faisceaux élémentaires.

- Les surfaces d'érosion planes horizontales sont rares (fig. 31, A1a)
- Les surfaces d'érosion ondulées métriques, (longueur d'onde apparente comprise entre 1 et 5 m) sont fréquentes (fig. 31, A2a et A3a) ; ces surfaces sont constituées de dômes prononcés de forme quelconque qui peuvent passer latéralement à des dômes plats peu marqués et orientés ; sur ces dômes peuvent se superposer des rides érosives interférentes identiques à celles décrites précédemment (même morphologie, mêmes paramètres morphométriques - fig. 31, A2b et A3b).

CAS GENERAL : EXISTENCE D'UNE SURFACE SOMMITALE D'EROSION

• Surface plane érosive



id. - surimposition de rides érosives



• Surface ondulée métrique faiblement érosive



id. - surimposition de rides érosives



• Surface ondulée métrique fortement érosive



id. - surimposition de rides érosives



**CAS PARTICULIERS : PASSAGE PROGRESSIF STRATE - INTERSTRATE
PAR L'INTERMEDIAIRE D'UN NIVEAU "GRADE"**

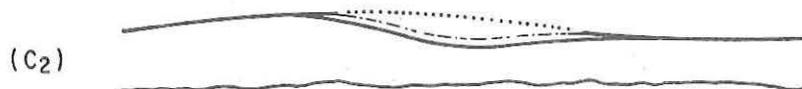


**CAS INTERMEDIAIRES : PRESERVATION DE SURFACES A PASSAGE
PROGRESSIF STRATE - INTERSTRATE**

• Rides "trochoïdales" de vagues (type(4)) en aval de domes prononcés



• Niveau "gradé" dans une dépression



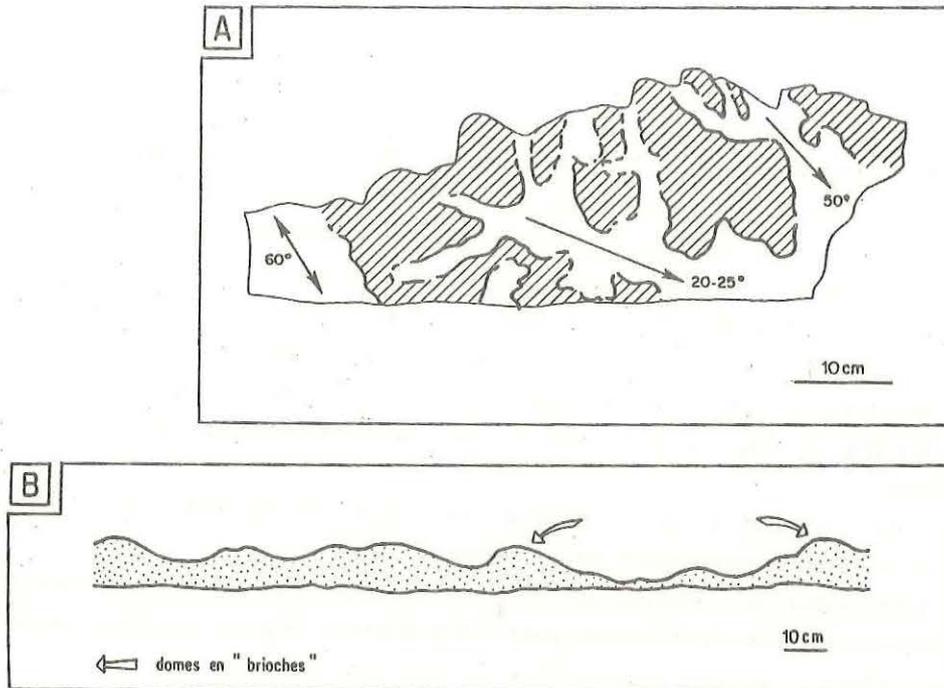


Fig. 32 : Les surfaces sommitales d'érosion à topographie complexe

- . A : réseau de microchenaux dendriiformes (niveau C50-51).
La largeur des chenaux croît d'amont en aval (2 à 10 cm) ; la section des chenaux varie ; le thalweg est bien marqué, mais les rebords sont soit arrondis soit abrupts (amont).
- . B : ondulations décimétriques arythmiques associés à des dômes très prononcés en brioches (niveau C46)

L'érosion du sommet des strates confère à de nombreux bancs leur forme lenticulaire. Lorsqu'il s'agit de strates comblant des sillons d'érosion (chenaux gréso-calcaireux, par exemple), la surface sommitale convexe d'érosion est symétrique par rapport au plan horizontal de la surface basale concave d'érosion ; la biconvexité des strates lenticulaires est parfaite.

Deux surfaces sommitales d'érosion diffèrent sensiblement de celles qui viennent d'être décrites :

- Le niveau C50-C51 (fig. 32A) comprend, dans le plan de stratification, un réseau de chenaux dendriiformes présentant des confluences successives.
- Le niveau C46 (fig. 32B) est modelé, en coupe, par des ondulations arythmiques marquées de longueur variant entre 40 et 100 cm. Ce sont des objets intermédiaires entre :
 - . les "brioches" (mounds) de Bradshaw (1966) (voir aussi VAN STRAATEN, 1954 ; MACAR & EK, 1965 ; BALDWIN & JOHNSON, 1977 ; GOLDRING & AIGNER, 1982) ; les dépressions du niveau C46 sont relativement évasées ce qui les oppose aux dépressions à fond plat des "brioches",
 - . les rides d'érosion ('scour ripples') de BAILEY (1966).

Fig. 31. ; Les figures de sommet de strates : les surfaces sommitales d'érosion (seule est figurée l'enveloppe de la strate, toutes les géométries de faisceaux peuvent exister à l'intérieur de ces strates).

5) *L'interstrate* (pour la définition voir Annexe II)

L'interstrate est constituée de pélites noires micacées. Elle est constituée de grains de quartz (20 à 40 μ , silt moyen à grossier) et de muscovites, emballés dans une matrice quartzophylliteuse dominante localement très riche en matière organique.

Les traces de bioturbation sont, à certains niveaux, très abondantes et identiques à celles décrites par DANGEARD & RIOULT (1959), et LEMOSQUET (1970) dans les "Schistes à Calymènes" de Normandie. Ce sont essentiellement des traces de nutrition (fodichnia dans la classification de SEILACHER, 1953). La piste la plus fréquente est un cylindre centimétrique (quelques millimètres à quelques centimètres) non orienté et parallèle au plan de stratification. Ces bâtonnets de 0.5 à 3 mm de diamètre se recoupent mutuellement. Ces objets sont limités aux niveaux C5, C6, C7, C8 et C182 et sont abondants dans la partie sommitale du membre supérieur.

Parmi les rares fossiles reconnus, les Ostracodes dominent. Il est impossible d'établir s'il s'agit de biocœnoses ou de thanatocœnoses.

L'épaisseur de l'interstrate varie du millimètre au décimètre. L'épaisseur des strates et l'épaisseur des interstrates sont indépendantes. *Ce sont donc deux processus sédimentaires différents qui sont responsables de leur mise en place.*

B - STRATOFACIES Aa : LES STRATES AMALGAMÉES

Ce stratofaciès est caractérisé par des interstrates peu épaisses, souvent réduites à l'état de joints (rapport strate - interstrate très élevé, $\gg 2$) et lenticulaires, ainsi que par l'absence de conglomérats intraformationnels et de lumachelles.

Le litage est identique à celui du stratofaciès précédent. *Les strates amalgamées résultent de l'anastomose verticale des bancs du stratofaciès As.* Les dichotomies et intrications sont très fréquentes.

Les bancs de ce stratofaciès ont des caractéristiques pétrographiques intermédiaires entre les familles gréseuses et gréso-calcareuses. Les lamines de type (1) sont dominantes, celles de type (2) sont rares. La taille du grain moyen varie entre 70 et 115 μ , pour une taille de grain maximum comprise entre 160 et 250 μ . Les figures de base de bancs sont de 2 types (fig. 33) :

- des gouttières d'érosion, des sillons, des figures plates d'affouillement. Ces objets, "discordants" par rapport aux structures sous-jacentes, indiquent l'action d'un écoulement érosif.

- des figures de morphologie identiques aux dômes. Elles moulent les dômes de la surface sous-jacente, sommet de bancs dont elles sont séparées par une interstrate argileuse d'épaisseur constante. Il n'existe aucune évidence d'actions érosives. Ces objets résultent du comblement d'une topographie pré-existante.

Les relations géométriques (possible passage continu) entre ces 2 types de figures de bases de bancs sont difficilement observables

Les surfaces de sommet de bancs sont constituées de dômes bordés de rides érosives interférentes ou à crêtes droites ou courbes. Dans le plan de stratification, ces rides "moulent" les dômes.

Ce stratofaciès constitue :

- certaines strates épaisses (niveaux C64, C77, C80, ...),
- la partie sommitale du Membre de Kerarvail (niveau C108 - C124).

Les strates amalgamées contiennent localement des structures nommées "*miches carbonatées*". Ce sont des sphéroïdes métriques décalcifiés plus ou moins coalescents (fig.34).

Structure interne :

Les lamines comblent des dépressions (chenaux ou sillons fortement concaves, leur largeur varie de 0.6 à 1.5 m pour une hauteur maximale de 0.7 m) creusées dans les strates gréseuses ou gréso-calcareuses environnantes. Les lamines, discordantes, sont soit planes soit ondulées métriques (litage oblique en mamelons). Ce litage est recoupé par une surface d'érosion sommitale convexe symétrique, de la surface basale concave d'érosion, par rapport au plan de stratification. La formation de ces structures procède de plusieurs événements comme l'atteste les nombreuses intrications.

Ces objets sont orientés (voir paragraphe "données de paléocourants").

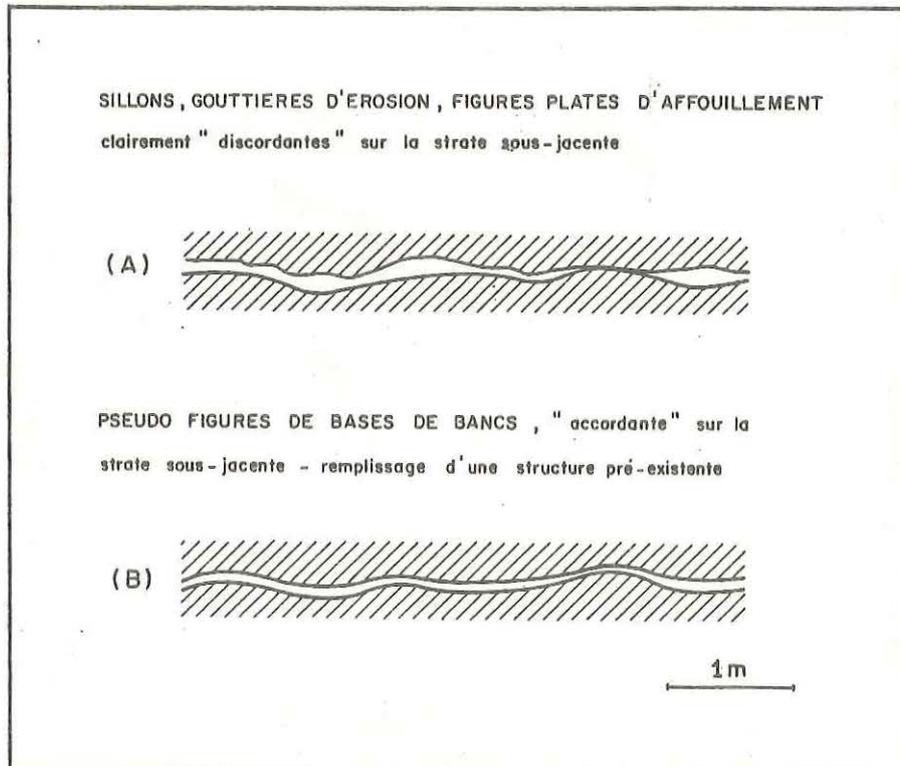
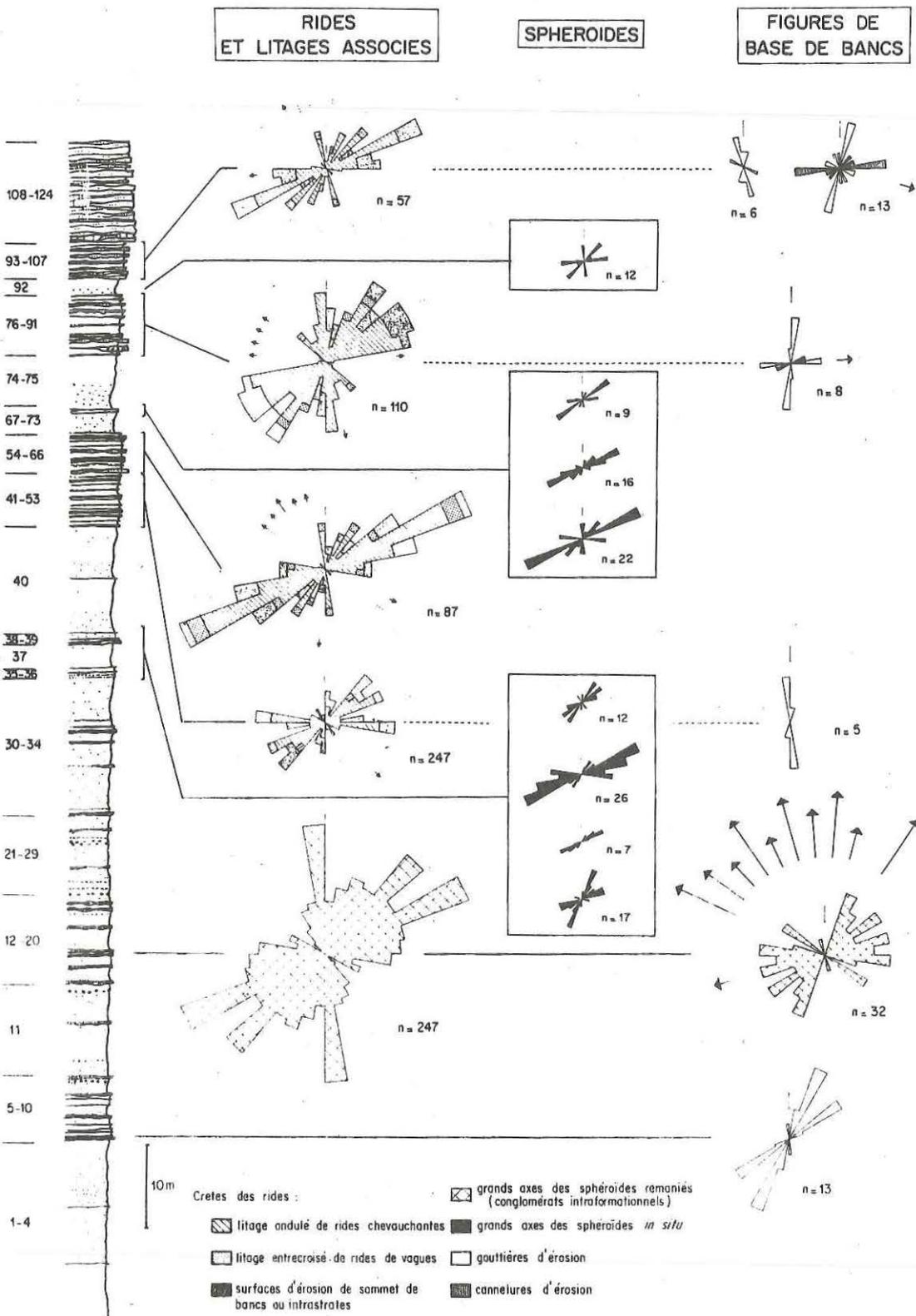


Fig. 33 : Les différents types de bases de bancs du stratofaciès Aa : strates amalgamées.



Pétrographie :

Leur nature pétrographique est identique à celle des strates décalcifiées du stratofaciès As (matrice oxydée, muscovites et pyrites altérées, réseau quartzophylliteux plus lâche, ...). Néanmoins, le pourcentage de carbonates est plus élevé.

Les "miches carbonatées" peuvent être considérées comme des objets primaires et non diagénétiques. Ce sont des sillons remplis d'une manière discontinue par du matériel terrigène et carbonaté, l'ensemble étant recoupé par une surface sommitale d'érosion.

C - LES DONNEES DE PALEOCOURANTS

Divers objets ont servi de support à des mesures d'orientation. Ce sont :

- (1) les *rides à crêtes droites et interférentes*, et leur litage associé,
- (2) les *gouttières d'érosion*,
- (3) les *clastes des conglomérats intraformationnels*.

Les mesures se sont révélées impraticables sur les sillons (chenaux grésocalcaireux et "chenaux" à conglomérats intraformationnels), les affleurements n'autorisant que peu d'observations tridimensionnelles de ces objets.

Les mesures, effectuées par rapport au nord magnétique, ont été rabattues à l'horizontale. Il n'a pas été tenu compte du plongement de l'axe de l'anticlinal plurikilométrique (fig. 35) qui affecte la Formation de Postolonnec dans la région étudiée.

Un certain nombre de contrôles ont été réalisés afin de tester une éventuelle réorientation tectonique des objets sédimentaires par les schistosités et notamment la schistosité de fracture localement très développée. L'influence de la tectonique est négligeable.

1) *Les rides à crêtes droites et interférentes, et leur litage associé*

a) *Méthode et résultats bruts*

350 mesures ont été effectuées sur :

- les rides des surfaces d'érosion intrastrates ou de sommet de bancs (types (1), (2), (3) et (4))
- les litages de rides chevauchantes en phase (type (1), (2) et (3))
- le litage entrecroisé de rides "trochoïdales" de vagues (type (4))

Fig. 35 : Diagrammes circulaires ("rose des vents") des directions de crêtes de rides, du grand axe des sphéroïdes in situ, des gouttières et cannelures d'érosion et du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels) ; ces mesures ont été effectuées sur les membres inférieur et moyen (Membre de Kerarvail) de la Formation de Postolonnec.

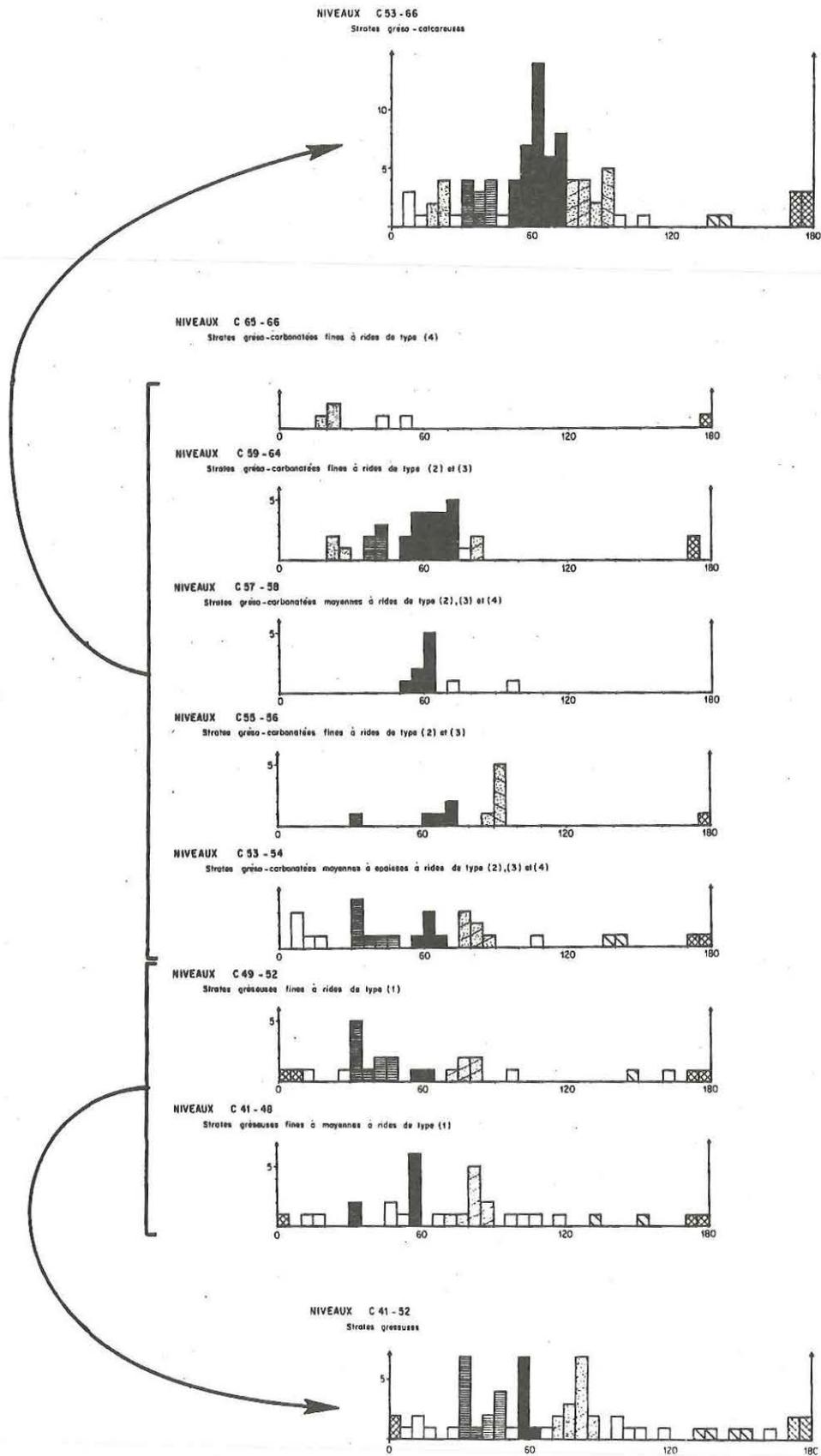
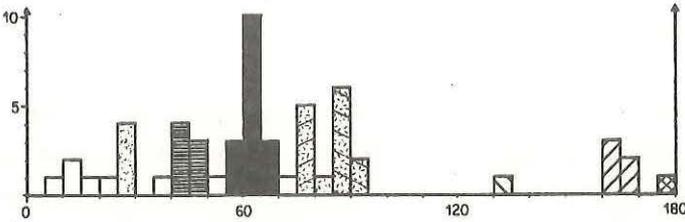


Fig. 36 : Définition des classes d'orientation des crêtes de rides pour les séquences lithologiques C41-C52 et C53-C66 (voir explications dans le texte).

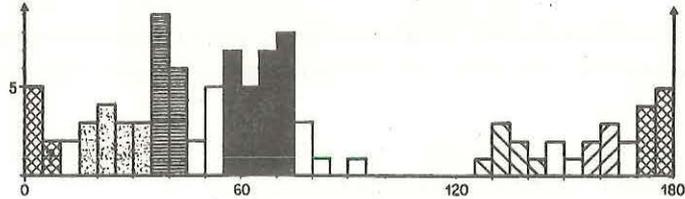
NIVEAUX C 108 - 124



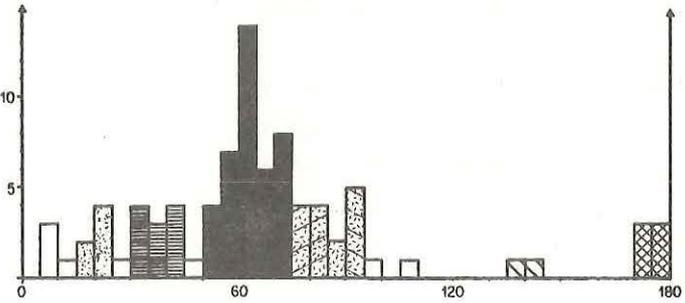
NIVEAUX C 93 - 107



NIVEAUX C 75 - 91



NIVEAUX C 53 - 66



NIVEAUX C 41 - 52

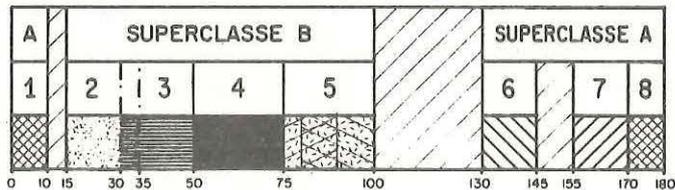
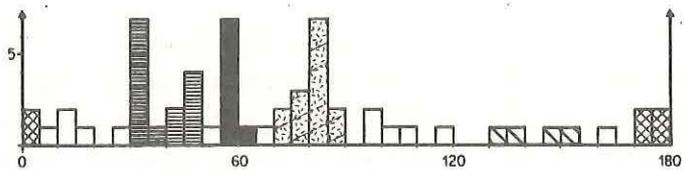


Fig. 37 : Histogrammes de fréquences des directions de crêtes de rides pour les cinq séquences lithologiques du Membre de Kerarvail. (la séquence C41-C52 est constituée de strates gréseuses, les séquences C53-C66, C75-C91, C93-C107 et C108-C124 sont formées de strates grésocalcareuses).

Deux modes de représentation graphique des directions de crêtes de rides ont été adoptés :

- . les diagrammes circulaires ("rose des vents") qui permettent de dégager des tendances générales à valeur régionale (fig. 35),
- . les histogrammes de fréquence (fig. 36 et 37) qui permettent de comparer et de corréliser des objets de natures différentes ou des figures identiques à différents niveaux stratigraphiques.

Les mesures ont d'abord été regroupées selon des ensembles de strates ayant une même composition pétrographique et des figures sédimentaires identiques. Pour chacun de ces ensembles ont été construits des histogrammes de fréquence sur lesquels ont été individualisés plusieurs populations d'orientation des crêtes des rides (fig. 36).

Ces mesures et ces populations d'orientation ont ensuite été regroupées à l'échelle de séquences sédimentaires plurimétriques, puis comparées entre elles (fig. 36 et 37). Des classes d'orientation ont ainsi été définies séquence par séquence puis à l'échelle du Membre de Kerarvail.

Sept classes d'orientation des crêtes de rides ont été reconnues (fig. 37), regroupées ultérieurement en deux superclasses :

- superclasse A : .classe 6 (130°-145°)
- .classe 7 (155°-170°)
- .classe 1 (170°-10°)
- superclasse B : .classe 2 (15° -35°)
- .classe 3 (30° -50°)
- .classe 4 (50° -75°)
- .classe 5 (75° -100°)

Aucune mesure ne se situe entre 100° et 130°.

b) Discussion

Les crêtes de rides ne présentent pas de directions privilégiées. Ceci est en accord avec le fait qu'il s'agit de rides interférentes polygonales cogénétiques. Toutefois l'absence de valeurs entre 100° et 130°, ainsi que l'importance de la classe (4) permettent de dégager une *direction NE-SW à signification paléogéographique régionale*.

Selon les niveaux stratigraphiques, les 7 classes de direction de crêtes de rides fluctuent par leur fréquence ou certaines d'entre elles disparaissent ; cependant elles demeurent relativement constantes dans leur définition sur l'ensemble du Membre de Kerarvail. Les strates gréseuses (niveaux C41-C52, fig. 36) sont caractérisées par l'absence de la classe (3) et le faible développement de la classe (4). Les strates gréso-calcareuses (niveaux C53-C66, C75-C91, C93-C107, fig. 37) sont caractérisées par l'importance de la classe (4) et par l'absence, dans certaines séquences, de la classe (5). Il n'existe donc pas de différences notables dans la définition des classes d'orientation entre les 2 familles pétrographiques.

CLASSES D'ORIENTATION DES CRETES DE RIDES

1							
2	1						
3	2						
4	2	1					
5	5	3	1				
6	2	1	2		2		
7	1		1		3		
	1	2	3	4	5	6	7

CLASSES D'ORIENTATION DES CRETES DE RIDES

n = 21

Tableau 2 : Corrélations entre les différentes classes d'orientation de crêtes de rides d'un même réseau de rides interférentes cogénétiques.

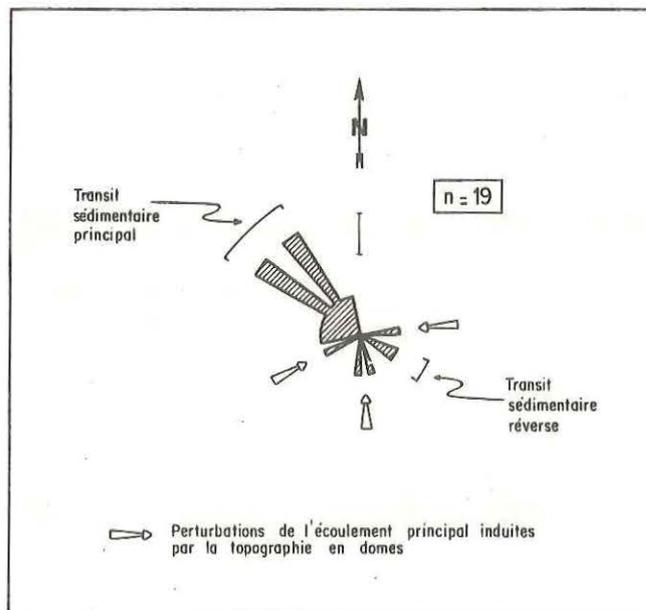


Fig. 38 : Diagramme circulaire ("rose des vents") des sens de transport des rides dissymétriques de type (3) et (4).

Les rides interférentes cogénétiques (tableau 2) :

Sur 21 surfaces de strates, les directions de crêtes de rides interférentes cogénétiques ont été, classe par classe, corrélées entre elles (tab. 2). Il semble qu'une classe soit plus volontiers corrélée avec celle qui lui est la plus orthogonale. Le plus fort degré de corrélation est atteint entre les classes (1) et (5).

Les rides dissymétriques (fig. 38) :

Les rides "trochoïdales" de vagues (type (4)) et les rides "en rouleaux" (type(3)), lorsqu'elles sont disposées sur des surfaces inclinées, sont dissymétriques. Sur 350 mesures, 19 ont fourni une indication de sens. Les mesures sont relativement dispersées, néanmoins une direction sédimentaire NW-SE, avec un sens préférentiel vers l'WNW, peut être mise en évidence. Les autres valeurs différentes de sens d'orientation sont sans doute dues à la topographie en dômes. La direction régionale des crêtes de rides étant NE-SW, on peut donc retenir à titre d'hypothèse un transit sédimentaire régional du SE vers le NW.

Les dômes directionnels (fig. 39) :

Des mesures d'orientation ont été effectuées sur deux types de dômes directionnels:

- dômes du litage oblique en mamelons
- surfaces d'érosion sommitales des "miches carbonatées"

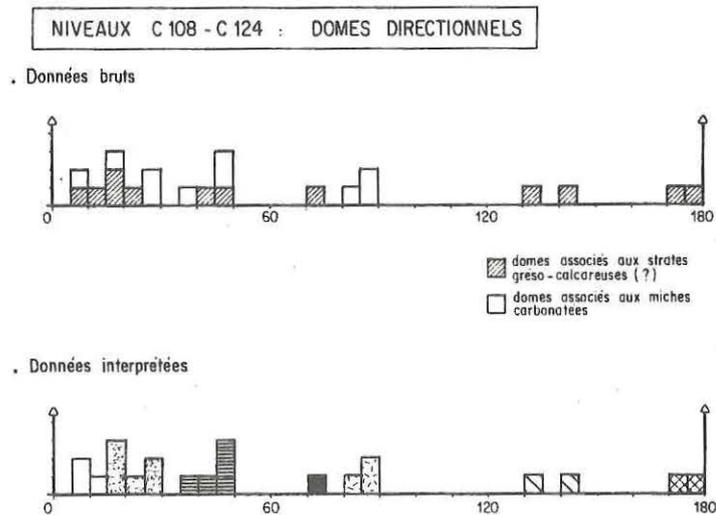


Fig. 39 : Histogramme de fréquence des directions de crêtes de dômes directionnels.

Les directions d'orientation des grands axes des dômes directionnels sont identiques à celles des crêtes des rides. *Les rides et les dômes directionnels semblent donc génétiquement liés.*

2) Les figures de base de bancs directionnelles (fig. 35, 40, 41, 42)

65 mesures ont été effectuées sur :

- des gouttières d'érosion (niveaux C41 - C107 - sur une même surface de base de banc, les gouttières d'érosion peuvent être orientées de façon quelconque),
- des sillons intermédiaires entre les "chenaux" grésocalcaireux et les figures plates d'affouillement (niveaux C108 - C124),
- des cannelures d'érosion (niveau C100).

Les directions d'écoulement des gouttières et sillons d'érosion se répartissent en deux familles (fig. 40) : ($150^\circ - 20^\circ$) et ($40^\circ - 110^\circ$) qui recouvrent sensiblement les superclasses A et B. Aucune mesure ne se situe entre 110° et 150° .

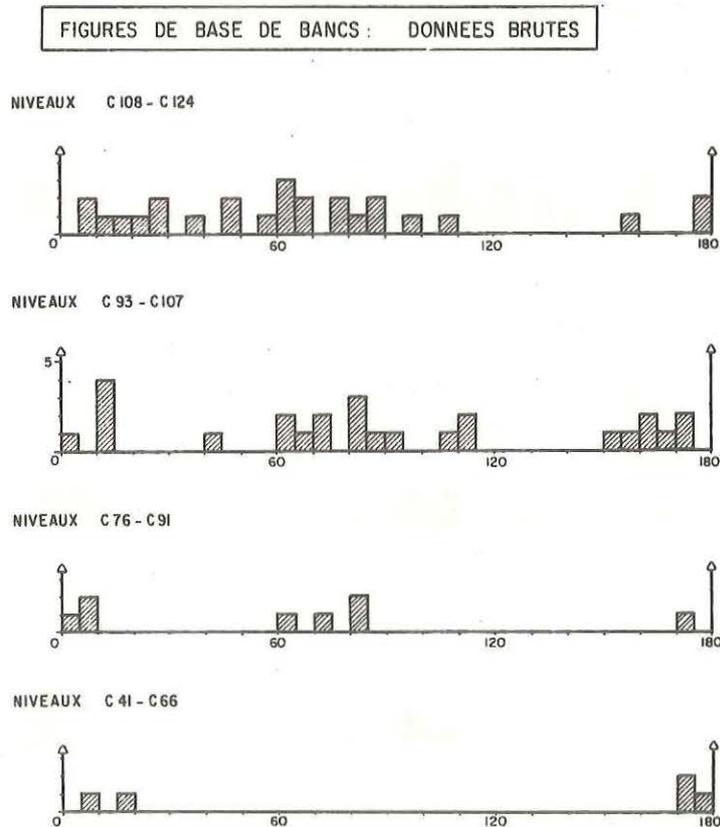


Fig. 40 : Histogramme de fréquence des directions des gouttières et cannelures d'érosion et de certains sillons (niveaux C108-C124) - données brutes.

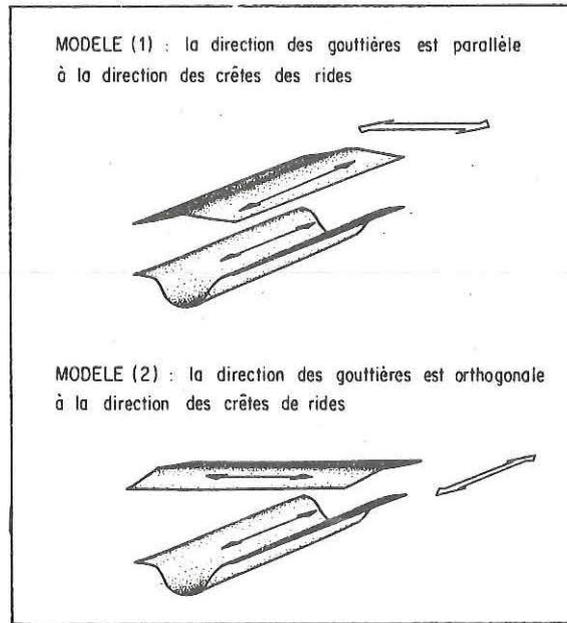
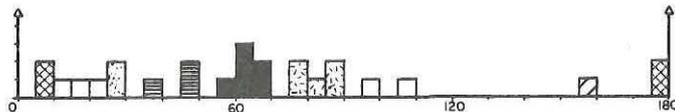


Fig. 41 : Modèles d'orientation relative des gouttières d'érosion par rapport aux crêtes de rides.

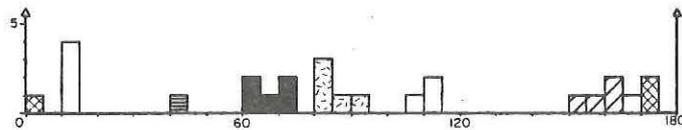
FIGURES DE BASE DE BANCS : DONNEES INTERPRETEES

NIVEAUX C108 - C124



NIVEAUX C93 - C107

corrélations fondées sur un modèle de type (1)



corrélations fondées sur un modèle de type (2)

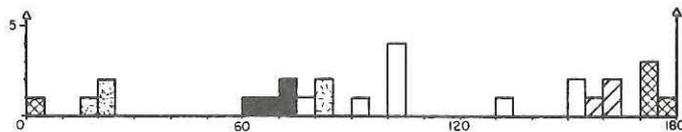


Fig. 42 : Histogramme de fréquence des directions des gouttières et cannelures d'érosion et de certains sillons (niveaux C108-C124) : confrontation des données brutes avec les classes d'orientation des crêtes de rides - Les figures de base de bancs des niveaux C108-C124 sont orientées selon les mêmes classes que les crêtes de rides, c'est le modèle (1), fig. 42, qui est vérifié ; il est impossible pour les figures de base de bancs des niveaux C93-C107 de trancher en faveur de l'un ou l'autre des modèles.

Ce résultat plaide en faveur du *cogénéisme des gouttières d'érosion et autres figures directionnelles avec les rides*. Il est donc permis de chercher une direction préférentielle des crêtes de rides par rapport à celle des gouttières d'érosion en se fondant sur les limites des classes d'orientation définies pour les rides. Deux cas extrêmes sont envisagés (fig. 41) :

- (1) La direction d'écoulement des gouttières est parallèle à la direction des crêtes des rides.
- (2) La direction d'écoulement des gouttières est orthogonale à la direction des crêtes des rides.

Dans le cas (1) les limites de classes d'orientation seront identiques, dans le cas (2) elles seront décalées de 90° .

Le cas (1) a été vérifié sur l'ensemble lithologique correspondant aux niveaux C108 - C124 (fig. 42). L'ensemble C93-C107 ne permet pas de conclure, les cas (1) et (2) étant l'un et l'autre plausibles. Les séquences lithologiques C41 - C66 et C76 - C91, faute de mesures suffisantes, ne se prêtent pas à de telles comparaisons.

3) Les clastes des conglomérats intraformationnels

Deux niveaux conglomératiques (C14a et C14b) ont été étudiés, le premier en raison de la qualité de l'affleurement (235 mesures d'orientation des clastes possibles), le second par l'existence d'une fabrique clairement exprimée.

a) Le conglomérat intraformationnel C14a (fig. 43-44)

Les directions du grand axe des clastes se répartissent en deux familles (fig. 43) : ($130^\circ - 180^\circ$) et ($10^\circ - 100^\circ$) qui recouvrent les superclasses A et B. Ces deux familles se subdivisent en classes d'orientation identiques à celles définies pour les directions de crêtes de rides. Les classes (1), (3) et (4) sont bien individualisées.

Le dépôt des clastes et la formation des rides sont génétiquement liés. Il est donc possible de chercher une direction préférentielle du grand axe des clastes par rapport à celle des crêtes des rides. Deux modèles sont envisagés (fig. 44) :

- (1) La direction du grand axe des clastes est parallèle à la direction des crêtes des rides.
- (2) La direction du grand axe des clastes est orthogonale à la direction des crêtes des rides.

Les limites des classes d'orientation du grand axe des sphéroïdes remaniés étant identiques à celles des crêtes des rides, les grands axes des clastes sont donc parallèles aux crêtes des rides.

Les clastes d'une même classe d'orientation ont été repérés cartographiquement (fig. 45). On constate qu'ils se répartissent en bandes plus ou moins continues relativement constantes en largeur, elles-mêmes séparées par des espaces d'intervalles identiques. Le rapport largeur bande/largeur interbande est relativement constant pour une surface donnée.

ORIENTATION DU GRAND AXE DES SPHEROÏDES REMANIÉS

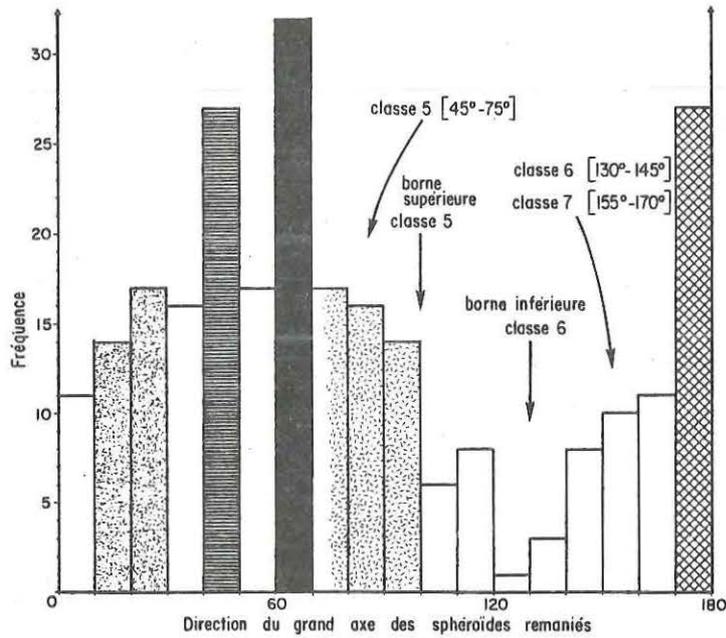
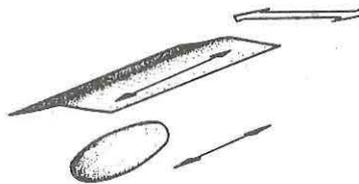


Fig. 43 : Histogramme de fréquence des directions du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels) - niveau C14a.

MODELE (1) : la direction du grand axe des clastes est parallèle à la direction des crêtes des rides



MODELE (2) : la direction du grand axe des clastes est orthogonale à la direction des crêtes des rides

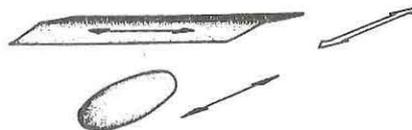
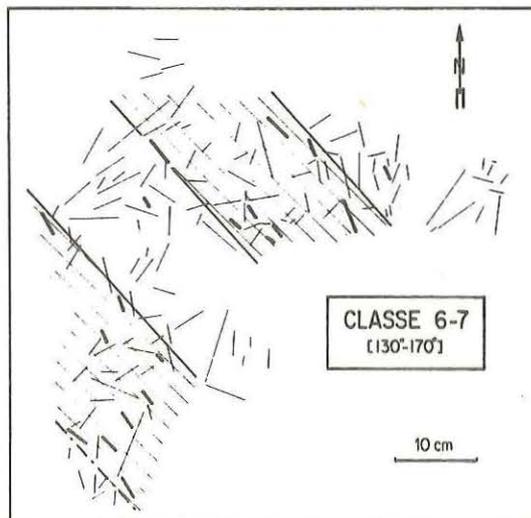
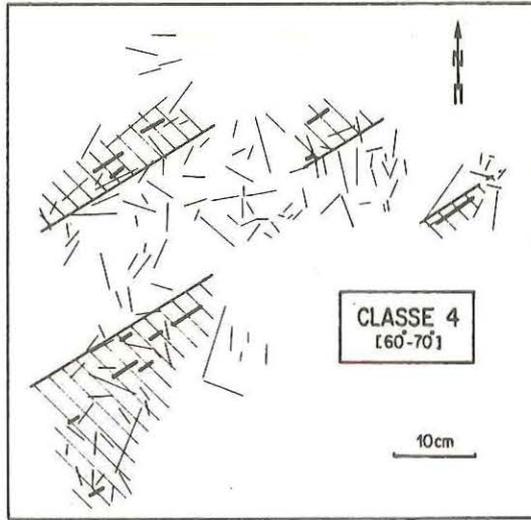
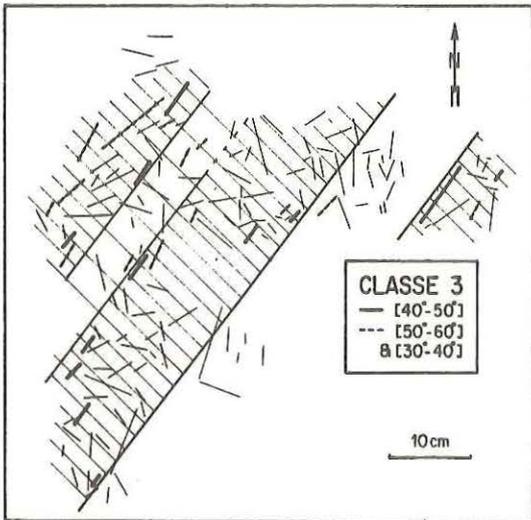
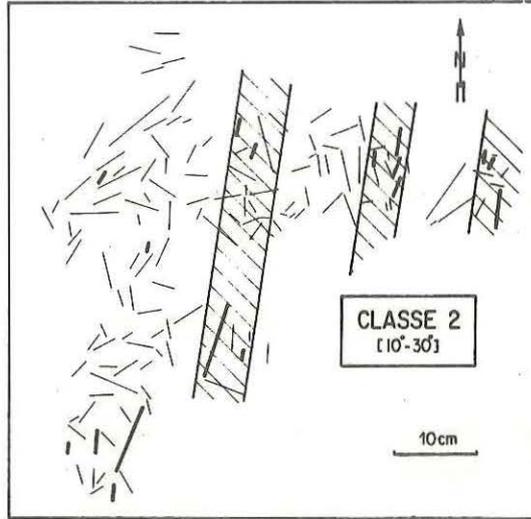


Fig. 44 : Modèles d'orientation relative du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels) par rapport aux crêtes de rides.

Fig. 45 : Conglomérat intraformationnel C14a : cartes de répartition des sphéroïdes remaniés appartenant à une même classe d'orientation.



Il est donc possible de définir une longueur d'onde. Les valeurs mesurées (10-30 cm) sont voisines de celles obtenues pour les rides.

Les clastes sont donc disposés, lors d'un même événement, selon un système de bandes parallèles aux crêtes des rides interférentes cogénétiques et de longueurs d'onde identiques à celles de ces dernières.

b) Le conglomérat intraformationnel C14b (fig. 35)

Les clastes sont obliques, imbriqués selon l'axe intermédiaire (fig. 22B) ; le grand axe est transverse à l'écoulement et l'axe intermédiaire est incliné en sens inverse de ce dernier.

Le transport s'est effectué en traction sous l'action d'un écoulement unidirectionnel.

Le sens d'imbrication des clastes varie entre N290 et N40, soit une direction moyenne SSE-NNW (fig. 35). Ce sens est celui du transit sédimentaire régional mis en évidence sur les rides dissymétriques.

II

STRATOFACIES B :
ALTERNANCES PELITES-GRES (STRATES TRES FINES)

Ce stratofaciès présente de nombreuses caractéristiques communes avec le stratofaciès précédent (alternances pélites-grès, strates fines à épaisses). La description sera donc brève et portera surtout sur ses caractères particuliers.

A - DESCRIPTION

1) Stratification

Deux types de strates ont été distingués :

- des strates, souvent mal exprimées lithologiquement, d'épaisseur constante (quelques millimètres à 5 cm environ), dépourvues de surfaces sommitales d'érosion et qui passent progressivement à l'interstrate sus-jacente ; la zone de passage peut être ondulée ou plane et parallèle à la surface basale.

- des strates lenticulaires, d'épaisseur variable (quelques millimètres à 5 cm environ) et de largeur comprise entre quelques décimètres et plusieurs mètres ; elles résultent de la superposition d'une structure basale en chenal (sillon) et d'une surface sommitale d'érosion convexe.

Les dichotomies et intrications (fig. 8) sont fréquentes dans ce stratofaciès.

2) Les figures de base de bancs

La surface basale est érosive et constituée de nombreuses petites irrégularités, typiques de ce stratofaciès.

Ces surfaces contiennent localement :

- des gouttières d'érosion,
- des sillons de petite taille.

Ces derniers sont caractéristiques de ce stratofaciès. Il s'agit d'objets à fonds plats et aux parois marquées (type (1) de la classification de FLOOD (1983) - fig. 9). Le cas extrême est représenté par un sillon aux parois convexes.

3) Le litage

Macroscopiquement, certaines de ces strates, et plus particulièrement celles qui passent progressivement à l'interstrate, paraissent être granoclassées : elles ne présentent aucune structure interne, et de la base au sommet le pourcentage de matrice croît. En fait, ces niveaux "gradés" sont constitués de lamines, et leur aspect granoclassé résulte de variations dans la texture de ces lamines.

PLANCHE 9 STRATOFACIES B

RELATIONS GEOMETRIQUES AVEC LE STRATOFACIES A (voir texte)



STRATES LENTICULAIRES

Sillons décimétriques comblés par des rides de courants



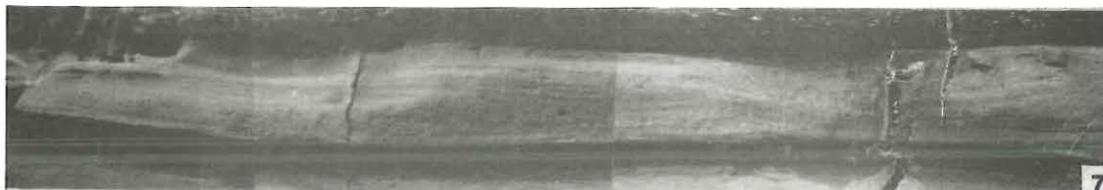
Sillons métriques comblés par un faisceau "granoclassé"



FIGURES DE BASE DE BANCS



LITAGE OBLIQUE EN MAMELONS



STRATES SANS STRUCTURE
"OU GRANOCLASSEES"



a) *Texture des lamines*

La nature pétrographique de ce stratofaciès est identique à celle du stratofaciès A (alternances pélites-grès, strates fines à épaisses), seuls les minéraux lourds sont moins abondants. La matrice quartzophylliteuse est très rarement carbonatée (niveaux C 84-C 91), le stratofaciès B appartient donc pétrographiquement à la *famille gréseuse*.

L'association lamine-interlamine est du type (2) ou intermédiaire entre les types (2) et (3). Les strates qui semblent granoclassées sont constituées par des associations lamines-interlamines de type (2) pour lesquelles l'interlamine est peu développée et se caractérise par un enrichissement en muscovites et en matrice quartzophylliteuse.

- épaisseur maximale des lamines : 1 à 2 mm
- grain moyen : 30 à 50 μ
- grain maximal : 55 à 115 μ

Les variations du grain moyen en fonction du grain maximal ont été reportées sur la courbe établie à partir du stratofaciès A. Les points obtenus s'alignent selon une droite. Le grain moyen et le grain supérieur sont donc corrélés et leur variation est identique à celle du stratofaciès précédent (fig. 12).

b) *Organisation géométrique des lamines*

a) *géométrie des faisceaux élémentaires*

Le nombre des faisceaux élémentaires par strate est bien moindre que dans le stratofaciès As (de 1 à 10 en moyenne). Les strates réduites à un seul faisceau élémentaire sont fréquentes.

La grande majorité des faisceaux est plane, parallèle à la stratification. Certaines strates, relativement épaisses (5 cm) sont en partie constituées d'un litage oblique en mamelons, caractérisé par des bases de faisceaux élémentaires très peu inclinées (moins de 5°) ; les ondulations sont irrégulières et leur longueur d'onde est comprise entre 40 cm et 1 m. Les faisceaux ondulés décimétriques, à longueur d'onde constante comprise entre 8 et 20 cm, sont rares.

β) *structure interne des faisceaux élémentaires*

Ce stratofaciès est *dépourvu de lamachelles et de conglomérats intraformationnels*, ce qui conforte son attribution à la famille des strates gréseuses.

4 types de structures internes de faisceaux élémentaires ont été rencontrés sur le terrain :

- (a) des lamines planes ou ondulées métriques ;
- (b) des lamines ondulées décimétriques assimilables à un litage de rides chevauchantes symétriques ;

- (c) des lamines assimilables à un litage oblique de rides de vagues ou de courants ;
- (d) des faisceaux "granoclassés".

Les structures internes de type (a) et (b) sont analogues à celles décrites dans le stratofaciès A (alternances pélites-grès , strates fines à épaisses).

. Les lamines entrecroisées assimilables à un litage oblique de rides de vagues ou de courants

Le litage oblique de rides de vagues est identique à celui du stratofaciès A. Le *litage oblique de rides de courants* est ici *beaucoup plus fréquent* que précédemment. Il se place sur des surfaces planes ou comble des gouttières d'érosion. Il ne peut donc pas résulter uniquement de courants induits par des vagues sur une surface inclinée en aval de zones hautes.

. Les faisceaux "granoclassés"

Ils constituent soit des strates à un seul faisceau, soit le sommet de strates formées de plusieurs faisceaux.

Ces niveaux "granoclassés" sont constitués de lamines mal exprimées qui passent parfois latéralement à un faisceau de lamines nettes. Cet aspect granoclassé résulte de variations texturales (rapport lamine-interlamine, pourcentage de matrice...) et non de variations granulométriques. Il ne s'agit pas de niveaux granoclassés comme le démontre la présence de lamines ainsi que l'absence de variations dans la taille du grain moyen entre la base et le sommet du faisceau.

3) *Les figures de sommet de strates*

Deux modes de passages verticaux avec l'interstrate ont été observés :

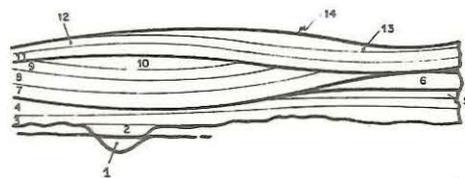
- un passage progressif qui s'effectue par l'intermédiaire d'un faisceau granoclassé ; la zone de transition est plane ou ondulée (0,5 à 1 m) ;
- un passage brutal qui correspond à une surface sommitale d'érosion qui est :
 - . soit ondulée métrique (longueur d'onde : 0,5 à 1 m ; hauteur : 1 à 4 cm),
 - . soit ondulée décimétrique, irrégulière ou non (longueur d'onde moyenne : 15 à 30 cm) ; elle est alors associée à des rides.

Sur ces surfaces sommitales d'érosion peuvent se "superposer" des "brioches" de petite taille ou des dômes prononcés centimétriques.

Fig. 46 - Passage latéral par dichotomies successives entre les strates gréseuses fines à épaisses du stratofaciès A et les alternances pélites-grès (strates très fines) du stratofaciès B.

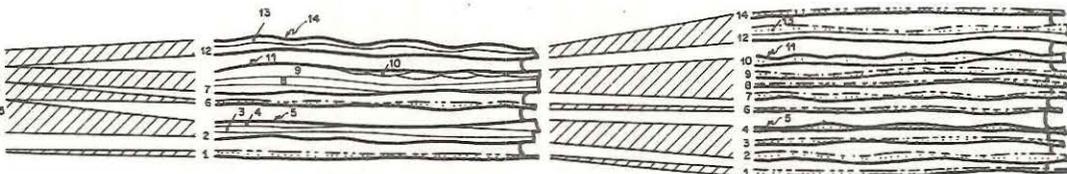
STRATOFACIES A

Alternances pélites - grès
(strates fines à épaisses)



STRATOFACIES B

Alternances pélites - grès
(strates fines à très fines)



 niveaux "gradés"

Les surfaces sommitales d'érosion convexes (ondulations métriques ou décimétriques) lorsqu'elles recourent des strates à surfaces de base de bancs concaves (gouttières d'érosion ou figures plates d'affouillement) sont symétriques, par rapport au plan horizontal, des surfaces de base de bancs concaves.

4) L'interstrate

Les interstrates du stratofaciès B sont identiques à celles du stratofaciès A.

B - LES RELATIONS GEOMETRIQUES ENTRE LES STRATOFACIÈS A et B (fig. 46)

Les passages latéraux entre ces deux stratofaciès sont fréquents. Ils s'effectuent par dichotomie entre un banc du stratofaciès A et deux strates dont l'une au moins appartient au stratofaciès B. L'enchaînement latéral correspond généralement à une modification du grain moyen et de la texture des lamines.

Le stratofaciès B semble être une différenciation hydraulique du stratofaciès A. Ainsi le niveau C 298 (pl. 9, ph. 1) est constitué d'une strate lenticulaire de type A qui résulte d'une base chenalisée et d'une surface d'érosion sommitale convexe, encadrée de 2 strates de type B. Le stratofaciès A est restreint à la zone chenalisée tandis que le stratofaciès B, localisé de part et d'autre de ce sillon, se présente comme un faciès de débordement.

Par le jeu de dichotomies successives, une strate de type A passe à de nombreuses strates de type B constituées d'un seul faisceau "granoclassé" (fig. 46). Les strates de type A résultent donc de l'anastomose de faisceaux élémentaires qui ont pour expression latérale les strates granoclassées.

III

LES ALTERNANCES PELITES SPHEROIDES

Ces alternances constituent le *stratofaciès le plus caractéristique et le plus fréquent* (60-70 %) de la Formation de Postolonnec. Il s'agit d'alternances de pélites et de sphéroïdes, centimétriques à décimétriques, disposés en lits qui peuvent être ultérieurement remaniés sous forme de conglomérats intraformationnels.

Désignés depuis BARROIS (1876, 1889) sous le nom de "nodules" dans la littérature géologique américaine, le terme de "sphéroïde" à signification strictement morphologique (voir Annexe II) lui est préféré pour décrire ces objets.

A - LES DIFFERENTS TYPES DE SPHEROIDES

Macroscopiquement, 3 types de sphéroïdes ont été reconnus d'après leurs caractères pétrographiques et leur taille (largeur et hauteur mesurées sur des sections transverses au grand axe).

1) Les sphéroïdes gréseux (10 à 20 % des sphéroïdes)

Le niveau C 40c a été retenu comme niveau de référence. La largeur des sphéroïdes varie de 0,5 à 2 cm avec un maximum vers 1 cm (fig. 47). Ce sont les sphéroïdes les plus aplatis et leur contour est arrondi (fig. 48). Ils sont fréquemment anastomosés, dessinant ainsi des lits de sphéroïdes jointifs. Ils sont toujours *associés à des strates très fines du stratofaciès B* et sont soit inclus dans ces dernières, soit moulés par des lamines.

Ils présentent toujours un *litage interne plus ou moins bien exprimé* constitué de lamines non sécantes, intermédiaires entre le type (2) et (3). Elles se rapprochent du type (2) par l'absence de limites nettes à la base des lamines ; alors que l'enrichissement progressif en matrice et muscovites dans le sens lamine-interlamine est un des caractères du type (3). De plus l'interlamine est bien exprimée. On note un léger granoclassement.

- épaisseur des lamines : jusqu'à 1,5 mm

- grain moyen : 30 à 45 μm

- grain maximum : 70 à 85 μm

La matrice est toujours quartzophylliteuse.

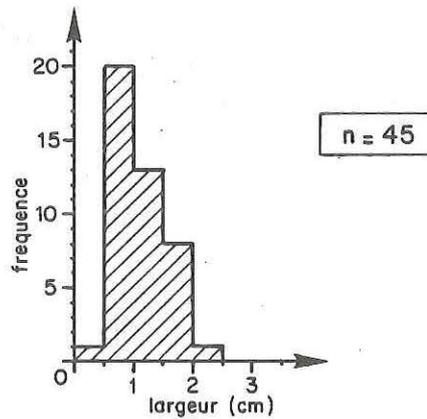
2) Les sphéroïdes gréso-calcareux (10 à 20 % des sphéroïdes)

Le niveau C 38-39 a été retenu comme niveau de référence.

Leur largeur varie de 1,5 à 3 cm avec un maximum vers 2,5 cm (fig. 47). Ce sont les sphéroïdes les plus arrondis, certains dessinent en section de véritables disques (fig. 48). Ils peuvent être anastomosés, 3 sous-types peuvent être définis d'après la nature du matériel constitutif.

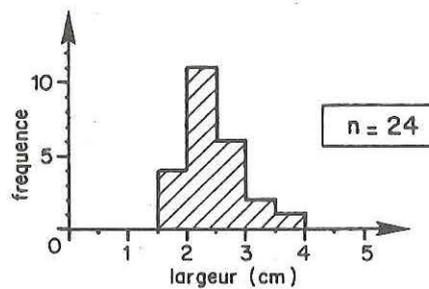
SPHEROIDES GRESEUX

(niveau C 40c)



SPHEROIDES GRESO - CALCAREUX

(niveau C 38 - C 39)



SPHEROIDES SILICO - ALUMINEUX

(niveau C 181)

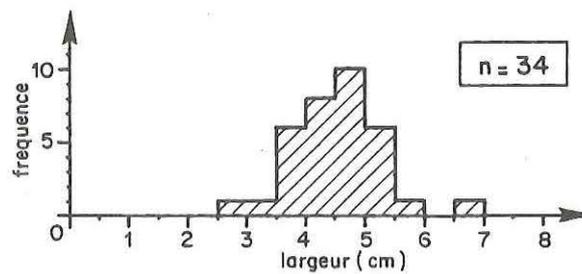


Fig. 47 - Histogrammes de fréquence de la largeur des 3 types de sphéroïdes. Ces mesures sont effectuées sur leur niveau de référence.

a) *Les lumachelles*

Ce sont des *wakestones* (localement *packstones*) dans la classification de DUNHAM. Les clastes, non jointifs, sont des fragments de bivalves, brachiopodes et trilobites. Il n'y a aucune évidence de granoclassement ou d'une quelconque orientation des clastes. La matrice est constituée de silts à liant quartzophylliteux carbonaté.

b) *Les lamines microsparitiques*

Les lamines sont formées de microsparite résultant probablement de la transformation d'accumulations de fragments de coquilles brisées. Les grains de quartz sont rares ou absents. L'interlamine, localement très bien exprimée, est constituée de muscovites ; la matière organique est exceptionnellement abondante. Aucune polarité dans le couple lamine-interlamine n'a pu être mise en évidence.

- épaisseur des lamines : jusqu'à 2,5 mm.

c) *Les lamines gréseuses à matrice carbonatée*

Les lamines sont caractéristiques du type (2). La matrice est quartzophylliteuse carbonatée.

- grain moyen : 80 à 95 μm

- grain maximum : 140 à 175 μm

Ces sphéroïdes présentent toujours un litage interne constitué soit de lumachelles, soit de lamines non sécantes (uniquement visibles en lames minces). De plus, ils sont systématiquement carbonatés (lorsqu'ils sont décalcifiés, leur teinte gris-rougeâtre et leur porosité permettent de les identifier).

3) *Les sphéroïdes silico-alumineux (60 à 70 % des sphéroïdes)*

Le niveau C 181 a été retenu comme niveau de référence. La largeur des sphéroïdes varie de 3,5 à 5,5 cm avec un maximum vers 4,5-5 cm (fig. 47). Ils se présentent sous forme de lentilles concavo-convexes (fig. 48), sombres, relativement dures, à cassure nette.

Localement il est possible de rencontrer des niveaux indurés sombres dont la base et le sommet sont ondulés, de même nature pétrographique et texturale que les sphéroïdes silico-alumineux. Dans quelques rares cas, ces niveaux indurés passent latéralement aux sphéroïdes silico-alumineux.

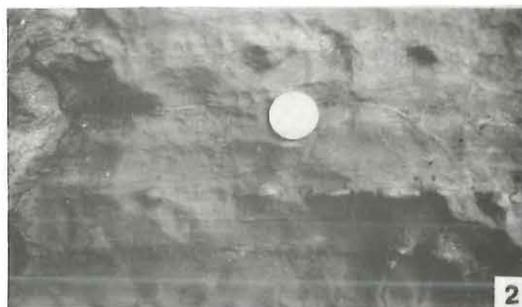
PLANCHES 10-11

LES SPHEROIDES

LES SPHEROIDES COALESCENTS

Sphéroïdes silico-alumineux
en bancs

Sphéroïdes gréseux

RELATIONS GEOMETRIQUES DES SPHEROIDES
AVEC LES STRATES AVOISINANTESSphéroïdes silico-alumineux
recoupés par une lumachelleSphéroïdes gréseux
moulés par des lamines

SPHEROIDES FOSSILISES PAR UN TERRIER

DISPOSITION DES SPHEROIDES
DANS LE PLAN DE STRATIFICATION

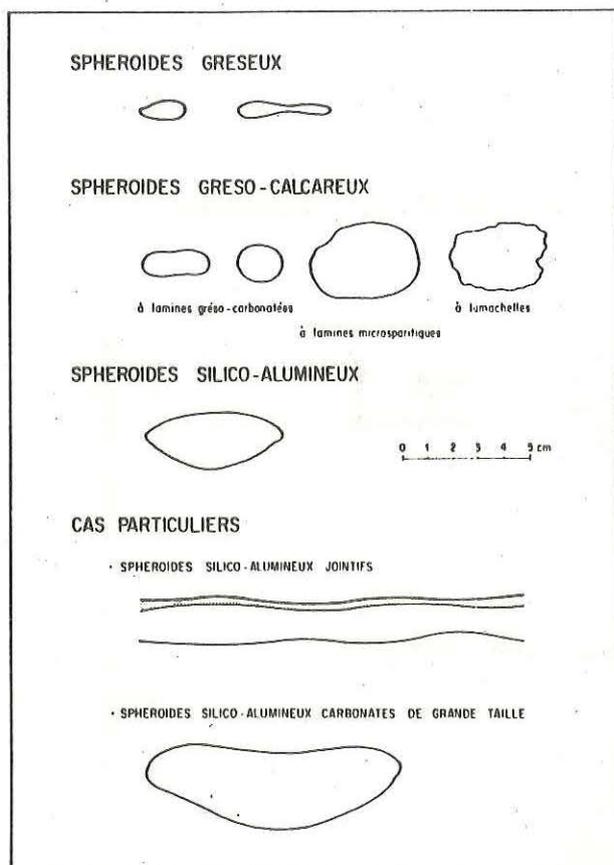


Fig. 48 - Sections des différents types de sphéroïdes (coupes orthogonales au grand axe des sphéroïdes).

a) Les sphéroïdes à lamines frustes

Ce sont des sphéroïdes partiellement ou totalement constitués de *lamines semblables à celles du stratofaciès B* (alternances pélites-grès, strates très fines). Ils présentent, à l'intérieur d'un même sphéroïde, de bas en haut la séquence élémentaire suivante :

- des lamines non sécantes dominantes sur l'interlamine,
- des lamines non sécantes alternant avec des interlamines prépondérantes,
- une masse quartzophylliteuse comprenant quelques lits de muscovites plus ou moins nets.

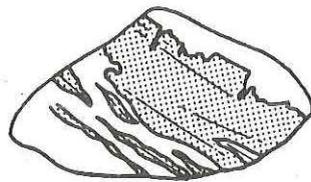
Les passages entre ces différents termes sont progressifs.

Les niveaux indurés à grande extension latérale sont uniquement constitués de lamines. A l'inverse de nombreux sphéroïdes sont uniquement formés par un matériel quartzophylliteux (inférieur à 20 μ) à lits de muscovites qui permettent l'identification du litage.

Les lamines sont intermédiaires entre les types (2) et (3).

- . épaisseur maximale des lamines : 1 mm
- . grain moyen : 30 à 40 μ m
- . grain maximum : 90 μ m

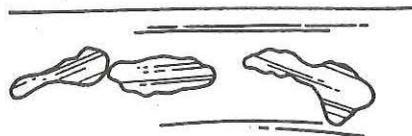
SPHEROIDES HORIZONTAUX A LITAGE BASCULE (cisaillement ?)



Plan de
stratification

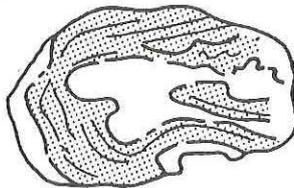
1 cm

SPHEROIDES BASCULES A LITAGE NON DEFORME



1 cm

SPHEROIDES ET LITAGE ASSOCIE DEFORMES (cisaillement)



1 cm

Fig. 49 - Les déformations syn-sédimentaires des sphéroïdes.

b) *Les sphéroïdes à auréoles carbonatées et pyriteuses*

Ils sont formés de 3 enveloppes successives :

- *L'enveloppe externe*, constituée d'un matériel quartzophylliteux (inférieur à 20 μ) identique à la matrice des lamines décrites précédemment, mais dépourvu de muscovites et à fraction quartzreuse plus développée ;

- *L'enveloppe moyenne*, microsparitique qui peut constituer plusieurs anneaux superposés à l'enveloppe externe ;

- *L'enveloppe interne*, constituée par un amas de pyrites néoformées.

Entre les sphéroïdes à lamines frustes et ceux à auréoles carbonatées et pyriteuses, tous les intermédiaires sont possibles. Les nodules silico-alumineux semblent résulter de la superposition de 2 processus :

- . formation du sphéroïde lui-même (soit à lamines, soit à "matrice" et muscovites orientées, soit encore à "matrice" quartzreuse dominante), puis
- . superposition éventuelle d'une enveloppe carbonatée et d'une enveloppe pyriteuse.

Les sphéroïdes silico-alumineux sont fréquemment bioturbés, la structure interne peut être totalement oblitérée. Les terriers sont fréquents.

4) *Cas particuliers*

a) *Les sphéroïdes dits "mixtes" silico-alumino-gréseux*

Ils ont l'aplatissement des sphéroïdes gréseux et le litage (lamines frustes ou lits de muscovites) des sphéroïdes silico-alumineux. Ils peuvent être associés à des strates très fines mal exprimées. Leur épaisseur varie de 2 à 4 cm.

b) *Les sphéroïdes silico-alumino-carbonatés de grande taille (fig. 48)*

Ils sont souvent jointifs et leur largeur atteint 15 cm. Leur structure interne est constituée de lamines frustes ou de matériel quartzophylliteux à lits de muscovites ; la matrice est carbonatée. Ils sont souvent bioturbés.

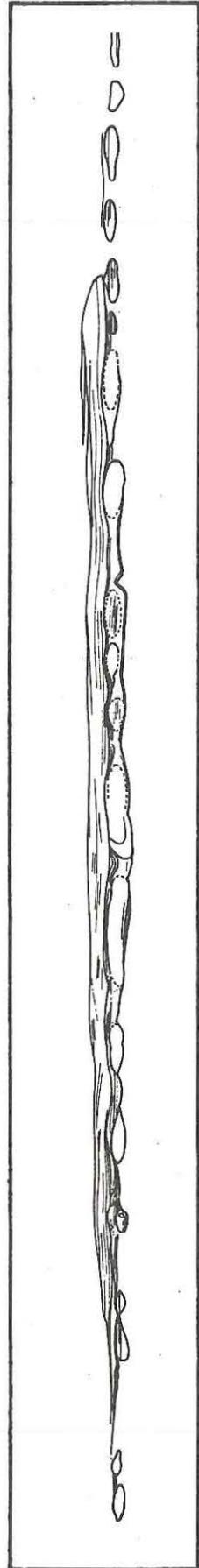
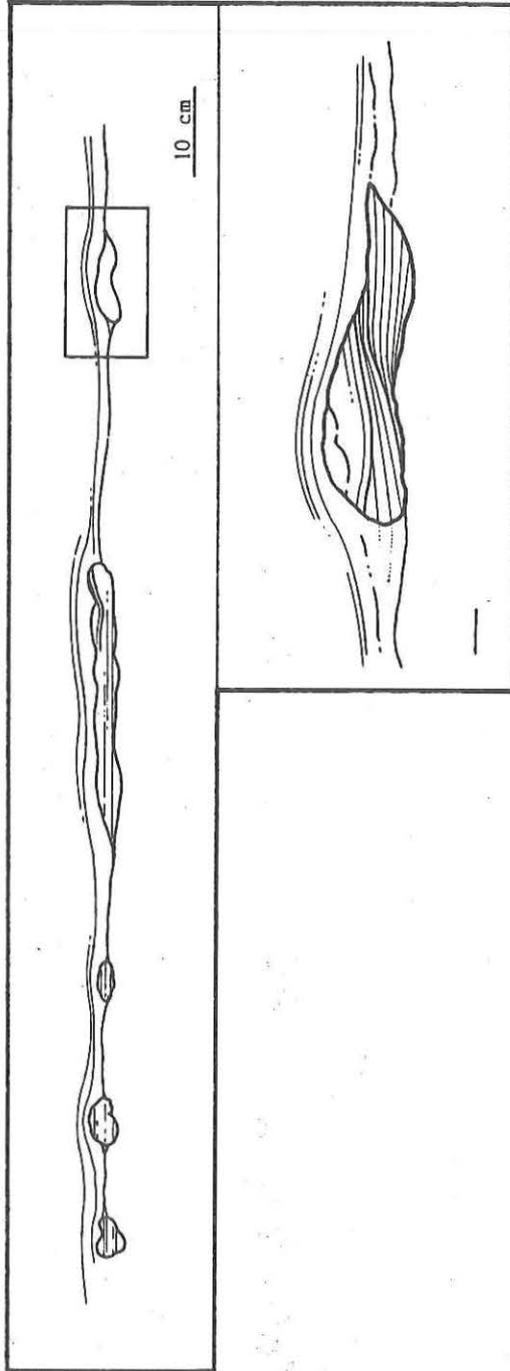
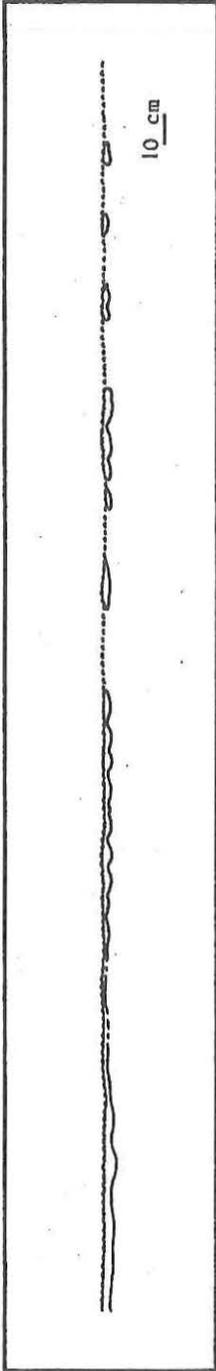
c) *Les sphéroïdes gréso-calcaireux décimétriques*

Ces sphéroïdes sont intermédiaires entre les sphéroïdes gréso-calcaireux vrais et les chenaux gréso-calcaireux (fig. 11 C (3b)) auxquels ils passent latéralement (niveau C 66-67).

d) *Les sphéroïdes à déformations syn-sédimentaires (fig. 49)*

Il s'agit :

- (1) de sphéroïdes à litage cisailé dont le grand axe est subparallèle à la stratification,
- (2) de sphéroïdes basculés,
- (3) de sphéroïdes déformés plastiquement.



Les deux derniers types de sphéroïdes sont à associer aux remaniements par les conglomérats intraformationnels, comme le prouvent :

- le passage latéral des sphéroïdes de type (2) aux conglomérats intraformationnels,
- la succession systématique des sphéroïdes gréso-calcaireux déformés plastiquement (cisaillement horizontal) par les conglomérats intraformationnels.

B - GENESE DES SPHEROIDES

1) Stratification

Les sphéroïdes sont disposés en lits avec leur *grand axe dans la stratification*. Certains sphéroïdes sont "coalescents" et forment alors une strate plus ou moins étendue (fig. 50). Ce phénomène est fréquent chez les sphéroïdes gréseux, moins courant chez les sphéroïdes gréso-calcaireux, rares chez les sphéroïdes silico-alumineux. Dans certains cas favorables (fig. 50 a) on observe, en quelques mètres, le passage latéral de sphéroïdes isolés à des sphéroïdes joints, puis à une strate présentant quelques ondulations basales.

2) Relations géométriques des sphéroïdes avec les strates avoisinantes

Les lits de sphéroïdes peuvent être :

- surmontés par des pélites,
- surmontés par les strates fines à très fines du stratofaciès B ou par les strates carbonatées du stratofaciès As,
- surmontés par des lumachelles,
- remaniés par des conglomérats intraformationnels.

- Les strates fines à très fines *moulent les sphéroïdes* (fig. 50 b, c et fig. 51). Ce recouvrement semble être *primaire* et non lié à la compaction. Les sphéroïdes surmontent des la-

Fig. 50 - Géométrie des sphéroïdes en coupes. Relation avec les strates avoisinantes.

- a : passage latéral d'une strate continue à des sphéroïdes "silico-alumineux" ; l'ensemble est fossilisé par une accumulation millimétrique de coquilles (lumachelle) plus ou moins ravinante (niveau C 164-165).
- b : passage latéral de sphéroïdes gréso-calcaireux à une strate "constituée" de sphéroïdes "coalescents" (1 : vue générale, 2 : détail d'un sphéroïde à litage oblique de rides de vagues (niveau C 38-39).
- c : id. (b). L'ensemble est fossilisé par des strates carbonatées (stratofaciès As) présentant des dichotomies (flèche 1) ; flèche 2 : la strate supérieure recoupe les lamines de la strate inférieure qui moulent elles-mêmes les sphéroïdes (niveau C 168).

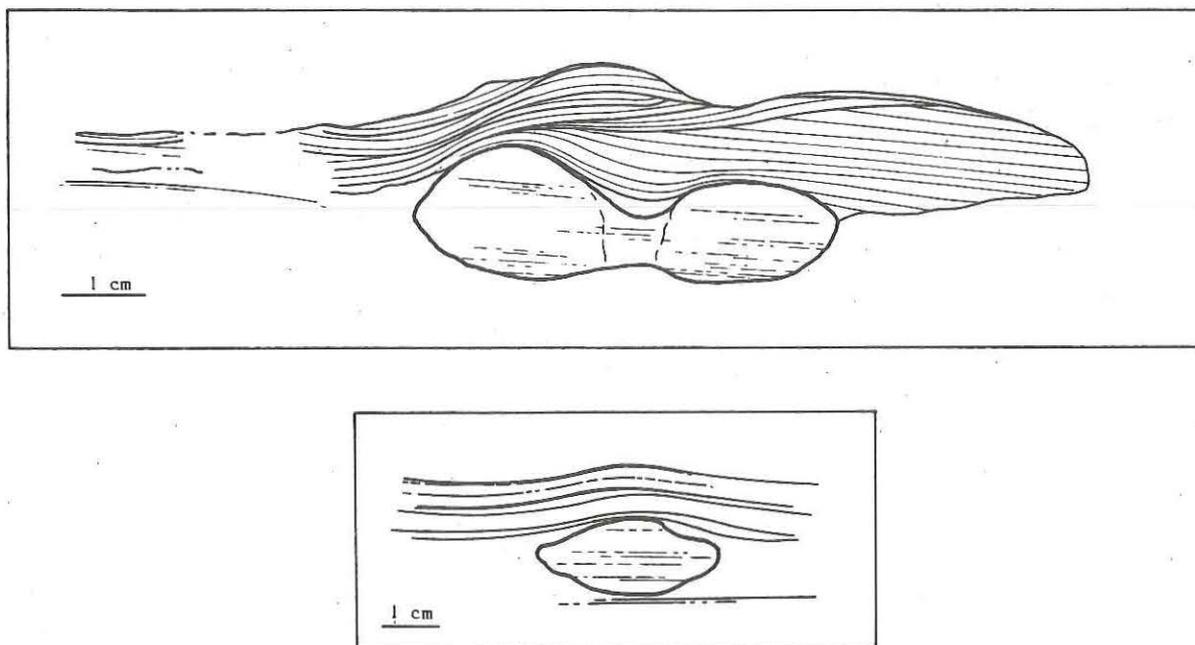


Fig. 51 - Géométrie des sphéroïdes en coupes. Relation avec les strates avoisinantes.

- a : sphéroïde gréso-calcaireux moulé par un faisceau de lamines, et "reposant" sur des lamines non déformées (niveau C 38-39)
- b : sphéroïdes gréso-calcaireux moulés par une strate gréso-carbonatée (stratofaciès As) à litage oblique de rides de vagues ; flèche (1) : les lamines sont obliques discordantes par rapport à la surface basale du faisceau ; flèche (2) : le dernier faisceau recoupe des lamines convexes globalement concordantes sur les sphéroïdes ; les sphéroïdes sont donc bien fossilisés par la strate gréso-carbonatée.

mines non déformées alors que les lamines qui les surmontent moulent leur morphologie (fig. 51a). De plus, l'étude du litage oblique de rides de vagues qui moule certains sphéroïdes (fig. 51 b) montre clairement que ces objets constituaient autant d'obstacles lors de la mise en place des strates.

- Les lumachelles moulent ou recourent les sphéroïdes sous-jacents (fig. 50 a).
- Les conglomérats intraformationnels remanient les sphéroïdes (fig. 22).
- Certains terriers (*Chondrites* notamment) s'implantent à l'interface pélite-sphéroïde, sans pour autant pénétrer dans ce dernier.

Les strates moulent les sphéroïdes, les lumachelles les ravinent, les conglomérats intraformationnels les remanient, les terriers les fossilisent. Les sphéroïdes étaient donc déjà formés lors du dépôt des strates, des lumachelles et des conglomérats qui les surmontent. La genèse des sphéroïdes est donc très rapide à l'échelle géologique et se fait à l'interface eau-sédiment.

3) Disposition des sphéroïdes dans le plan de stratification

a) Les données d'orientation du grand axe des sphéroïdes (fig. 35 et 52)

199 mesures d'orientation du grand axe des sphéroïdes ont été effectuées sur le membre inférieur et moyen de la Formation de Postolonnec.

Les diagrammes circulaires ("rose des vents" - fig. 35) font ressortir une *direction ENE-SSW* qui est la *direction régionale d'orientation des crêtes de rides*.

Sur les histogrammes de fréquence (fig. 52), les grands axes des sphéroïdes se répartissent en deux familles qui recouvrent les superclasses A et B. Ces deux familles se subdivisent en classes d'orientation identiques à celles définies pour les directions de crêtes de rides. Les classes (1), (2), (3), (4) et (5) sont bien individualisées.

Les sphéroïdes et les rides sont donc génétiquement liées. Il est donc possible de chercher une direction préférentielle du grand axe des sphéroïdes par rapport à celle des crêtes des rides. Les limites des classes d'orientation du grand axe des sphéroïdes remaniés étant identiques à celles des crêtes des rides, *les grands axes des sphéroïdes sont donc parallèles aux crêtes de rides*.

b) Géométrie des sphéroïdes dans le plan de stratification

Les rares surfaces qui permettent d'étudier la disposition des sphéroïdes en plan présentent :

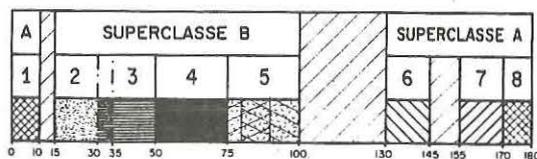
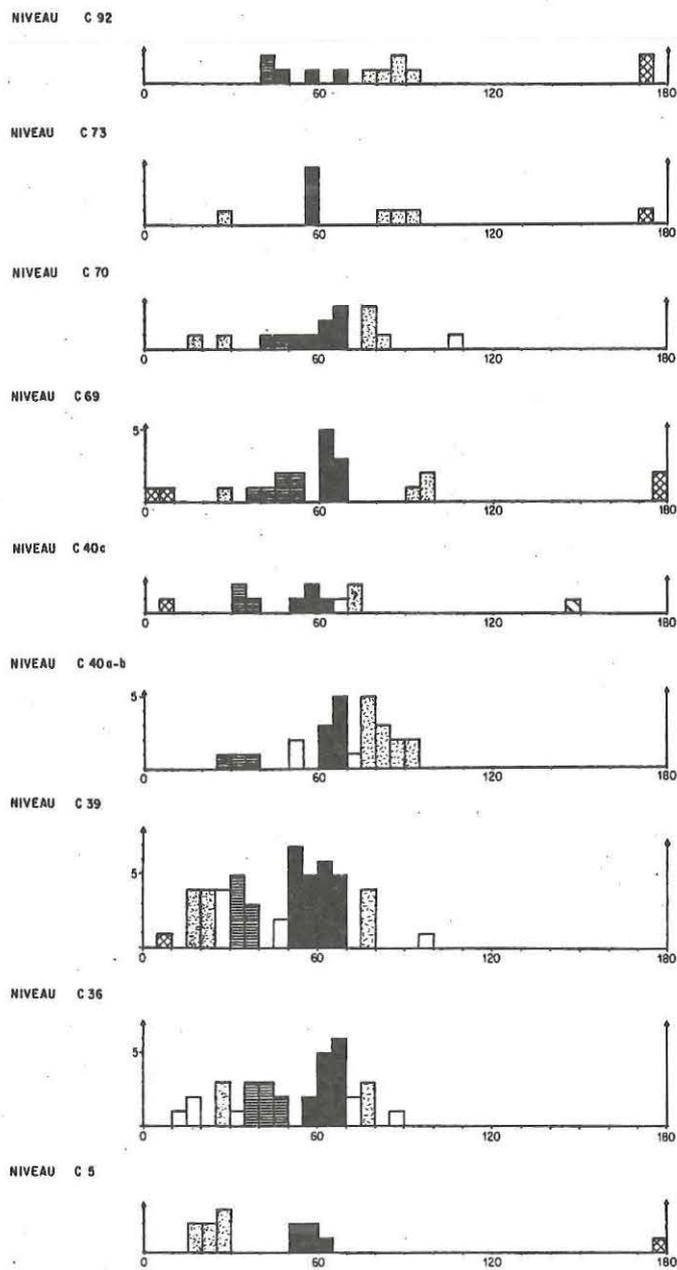
- des sphéroïdes isolés orientés selon les classes d'orientation évoquées précédemment (niveaux C 11-C 12 et C 181 - fig. 53 a) ;
- des sphéroïdes jointifs qui dessinent un réseau complexe orienté selon ces mêmes classes d'orientation (niveaux C 142-C 143, C 182 - fig. 53 b).

c) Discussion

La genèse des sphéroïdes s'effectuant à l'interface eau-sédiment et très rapidement à l'échelle géologique, 4 modes de formation peuvent être envisagés. Il s'agit soit :

- (1) d'objets diagénétiques "syn-sédimentaires",
- (2) d'objets issus du boudinage d'une strate sous l'action de glissements gravitaires ou induits par des séismes (MICHEL, 1981 ; COUDRAY et MICHEL, 1981) qui s'exprime par deux directions orthogonales (ANKETELL *et al.*, 1970),
- (3) d'objets remaniés puis orientés sous l'action de courants (PONCET, 1964),
- (4) d'objets sédimentaires ayant une origine primaire hydraulique (GUILLOCHEAU, 1982).

ORIENTATION DU GRAND AXE DES SPHEROÏDES



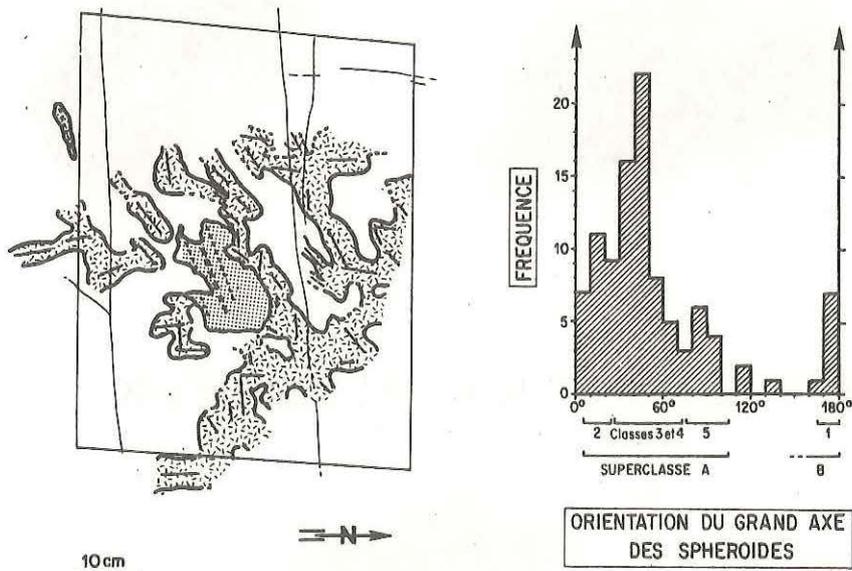
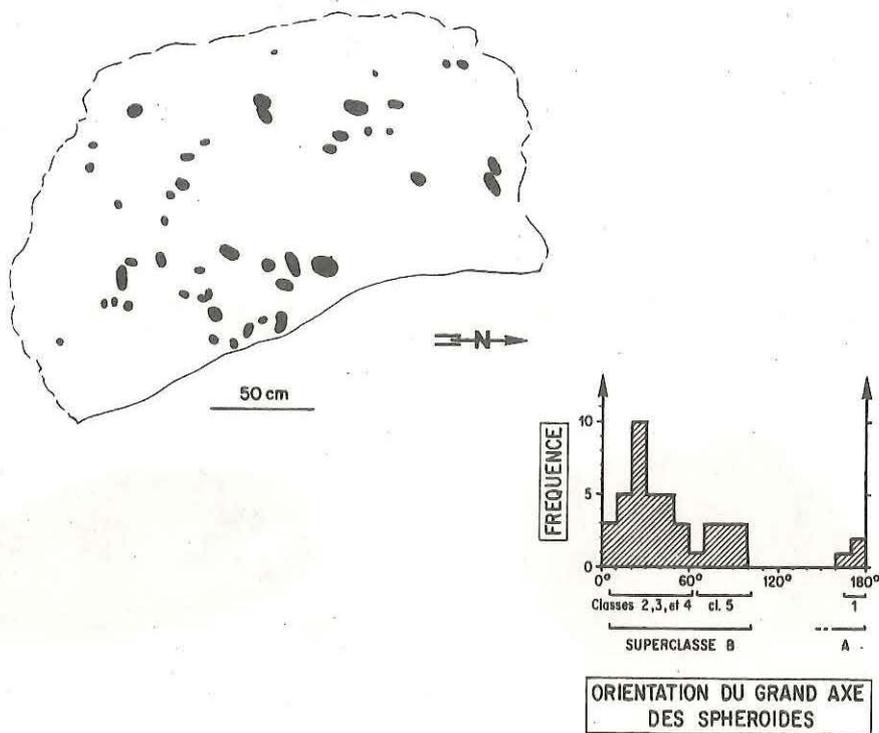


Fig. 53 - Géométrie des sphéroïdes dans le plan de stratification.

- a : sphéroïdes silico-alumineux non jointifs et isolés (niveau C 181)
- b : sphéroïdes silico-alumineux jointifs en files divagantes, dessinant un réseau complexe (niveau C 182).

Fig. 52 - Histogrammes de fréquence des directions du grand axe des sphéroïdes réalisés pour :

- des sphéroïdes gréseux : niveaux C 40c
- des sphéroïdes gréso-calcaireux : niveaux C 5, C 36, C 39, C 69 et C 70
- des sphéroïdes silico-alumineux : niveaux C 40a, b, C 73 et C 92.

PLANCHE 12

STRUCTURE INTERNE
DES SPHEROIDES

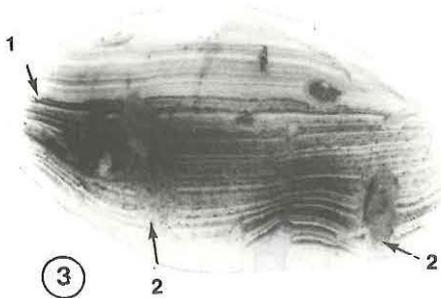
SPHEROIDES GRESO-CALCAREUX



①



②



③



④

SPHEROIDES SILICO-ALUMINEUX



⑤



⑥

L'orientation du grand axe des sphéroïdes selon des classes identiques à celles des crêtes de rides permet d'exclure les hypothèses (1) et (2).

La présence de sphéroïdes jointifs disposés en files continues divagantes est en désaccord avec l'hypothèse (3) (remaniement de clastes orientés sous l'action de courants).

Ces faits conduisent à retenir l'hypothèse d'une origine primaire hydraulique des sphéroïdes qui résulteraient du remplissage de chenaux de petite taille divagants.

4) Structure interne des sphéroïdes

a) Les sphéroïdes à lamines (fig. 54, 55 et 56)

a) relation des lamines avec la surface basale des sphéroïdes

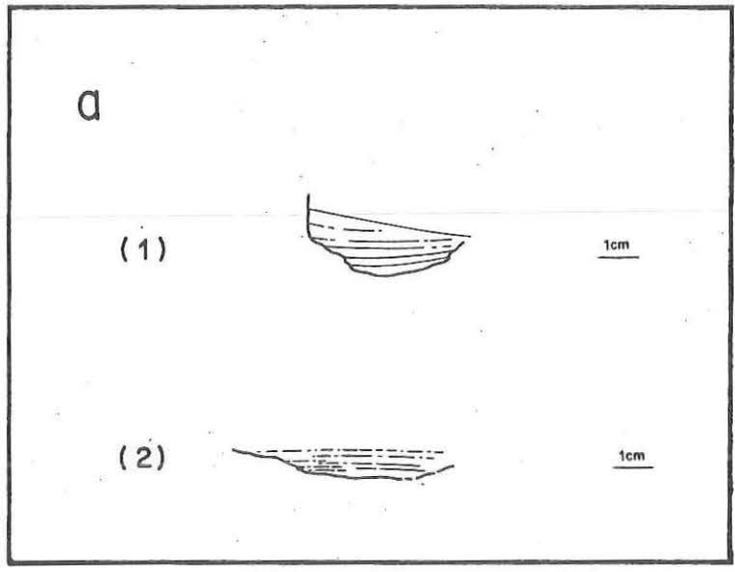
La surface basale des sphéroïdes correspond soit :

- à des sillons de petite taille (sphéroïdes silico-alumineux et gréseux),
- à des gouttières d'érosion de petite taille (sphéroïdes gréso-calcaireux).

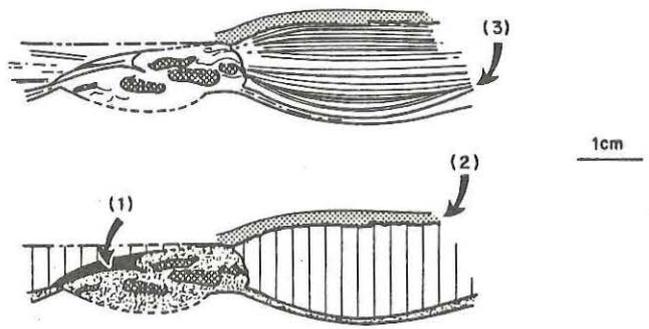
Dans le premier cas, les lamines moulent la surface basale (fig. 54 b₁ et 55 (1) et (4)). Dans le deuxième cas les lamines sont planes horizontales et discordantes sur la surface

Planche 12 : Structure interne des sphéroïdes. (lames minces)

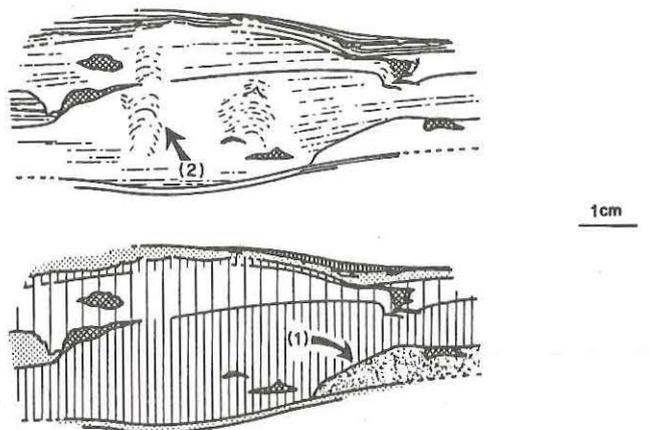
1. Sphéroïde gréso-calcaireux constitué de lamines à grains de quartz emballés dans une matrice carbonatée ; la gouttière d'érosion de petite taille est comblée par des lamines planes horizontales recoupées par un litage oblique de rides trochoïdales de vagues (type 4).
2. id. (1) ; le sillon de petite taille est comblé en au moins deux temps comme le prouve l'existence d'une surface d'implantation de terriers (flèche).
3. Sphéroïde gréso-calcaireux constitué de lamines microsparitiques ; la construction du sphéroïde s'est opérée en au moins deux temps (surface d'implantation de terriers - flèche 1) et rapidement (figures de fuite - "escape burrows" - flèche 2).
4. Sphéroïde gréso-calcaireux constitué de lumachelles ; l'absence d'organisation des clastes non jointifs plaide en faveur d'un dépôt rapide.
5. Sphéroïde silico-alumineux à auréoles carbonatée (flèche 1) et pyriteuse (flèche 2).
6. Sphéroïde silico-alumineux à litage fruste souligné par des lits de muscovites ; il est recoupé par un lit millimétrique de coquilles (lumachelles).



b₁



b₂



basale (fig. 55 (3)). Quelques lamines tangentielles ont été rencontrées parmi les sphéroïdes gréseux (fig. 55 (2)).

β) évolution verticale des lamines

Les sillons sont comblés par des *faisceaux érosifs de lamines de moins en moins concaves vers le haut* (fig. 54 b₁ et 55 (4)), tandis que les gouttières d'érosion sont remplies par des lamines planes.

Des lamines planes horizontales succèdent donc à des lamines concaves par épaissement latéral des lamines.

Sur cette surface plane se déposent soit :

- des lamines planes horizontales (sillons et gouttières d'érosion),
- des lumachelles (accumulation quelconque ou lits de coquilles millimétriques - gouttières d'érosion),
- un litage entrecroisé de rides de vagues (gouttières d'érosion - fig. 55 (3),
- des faisceaux de lamines de plus en plus convexes qui se recoupent mutuellement (fig. 54 b₁ et 55 (4)).

Dans les 4 cas, *les sphéroïdes sont recoupés par une surface sommitale convexe d'érosion*. Cette dernière est toujours symétrique, par rapport au plan de stratification, de la surface basale concave des sphéroïdes. La biconvexité des sphéroïdes est parfaite.

Cette surface peut être fossilisée soit :

- par des lumachelles (accumulation millimétrique de coquilles),
- par des strates de grès très fines (stratofaciès B).

Fig. 54 - Structure interne des sphéroïdes.

- a : sphéroïdes incomplets (pas de surface sommitale d'érosion) comparables à des gouttières d'érosion et des sillons de petite taille. 1 : sphéroïdes silico-alumineux. 2 : sphéroïdes gréso-calcaireux.
- b₁ : sphéroïde silico-alumineux à lamines, noter la dichotomie (1), la fossilisation de la surface sommitale d'érosion par une lumachelle (2) et les érosions successives de faisceaux de lamines (3).
- b₂ : sphéroïde silico-alumineux à nombreux faisceaux anastomosés qui pourraient représenter autant d'évènements, noter le creusement intrasphéroïde (1) en "gouttière" et les traces fossiles assimilables à des figures de fuite ("escape structures") caractéristiques d'un fort taux de sédimentation.

SPHEROIDES GRESEUX

(1)



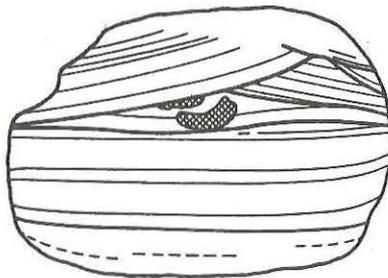
1cm

(2)



SPHEROIDES GRESO-CALCAREUX

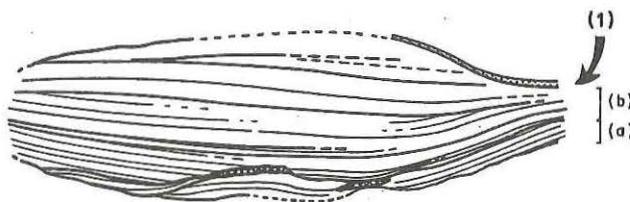
(3)



1cm

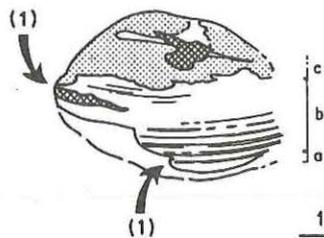
SPHEROIDES SILICO-ALUMINEUX

(4)



1cm

(5)



1cm

Certains sphéroïdes présentent :

- des dichotomies et intrications (fig. 54 b₁),
- des faisceaux superposés de granulométrie supérieure à ceux qui les précèdent

(fig. 54 b₂ et 55 (5)).

Ils résultent donc d'une *construction discontinue*. Ceci est conforté par l'existence de surfaces internes d'implantation de la bioturbation. Chaque étape du *remplissage* est *rapide* comme le suggèrent :

- la présence, parmi les traces fossiles, de figures de fuite ("escape burrows"), caractéristiques d'un fort taux de sédimentation,
- la texture "wackestone" de certaines lamelles (clastes non jointifs emballés dans une matrice abondante) ainsi qu'une disposition quelconque des coquilles.

b) *Problème de l'origine des sphéroïdes sans structure interne*

(sphéroïdes silico-alumineux à auréoles carbonatées et pyriteuses)

Ce type de sphéroïdes, constitué par 3 enveloppes successives est caractérisé par l'absence de litage.

3 faits permettent de proposer un mode de genèse de ces sphéroïdes :

- Ces objets sont remaniés par les conglomérats intraformationnels ; ils sont donc *syn-sédimentaires*.

- La constitution de l'enveloppe externe est très différente de celle des pélites environnantes :

- . les muscovites sont absentes dans l'enveloppe externe et abondantes dans les pélites,
- . la matière organique est inexistante dans les sphéroïdes et abondante dans les pélites,
- . la fraction inférieure à 20 μ est constituée de quartz dans l'enveloppe externe des sphéroïdes et de phyllites dans les pélites.

Fig. 55 - Structure externe des sphéroïdes.

- (1), (2) : sphéroïdes gréseux ; noter l'importance des épaisissements latéraux de lamines dans la genèse de ces sphéroïdes ;
- (3) : sphéroïdes gréso-calcaireux ; noter la forme de la gouttière d'érosion, les lamines planes horizontales et le litage oblique de rides de vagues en chevron (BOERSMA, 1970 ; REINECK et SINGH, 1980) ;
- (4) : sphéroïdes silico-alumineux à lamines ; noter la fossilisation de la surface d'érosion sommitale par des strates gréseuses très fines du stratofaciès B (1) ; il est probable que ce sphéroïde résulte de l'addition d'au moins 2 événements (cercle a et cercle b) ;
- (5) : sphéroïdes "mixtes", silico-alumino-gréseux ; ils sont probablement constitués par au moins 3 événements (cercles a, b, c) ; noter les micro-érosions internes (1).

GENESE DES SPHEROIDES A LAMINES

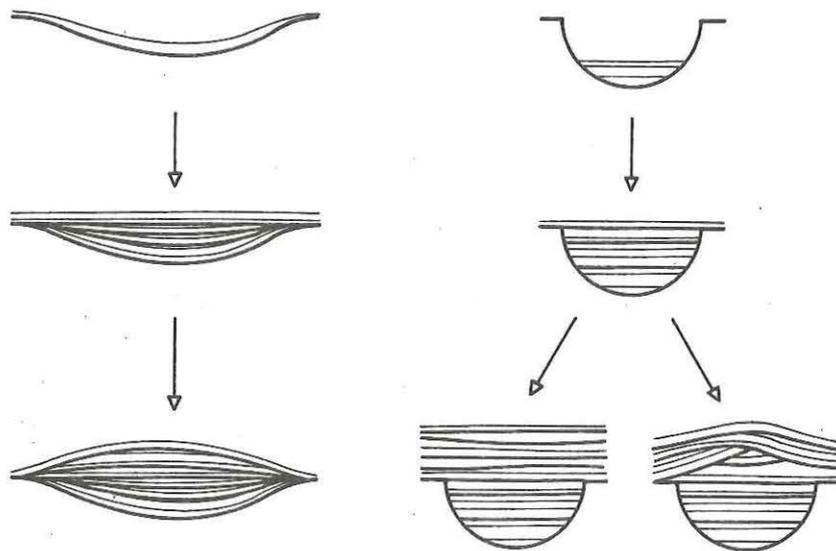
A CREUSEMENT DE DEPRESSIONS DE PETITE TAILLE



B REMPLISSAGE CONTINU OU DISCONTINU DES DEPRESSIONS DE PETITE TAILLE

SPHEROIDES SILICO-ALUMINEUX
SPHEROIDES GRESEUX

SPHEROIDES GRESO-CALCAREUX



C FORMATION D'UNE SURFACE SOMMITALE D'EROSION

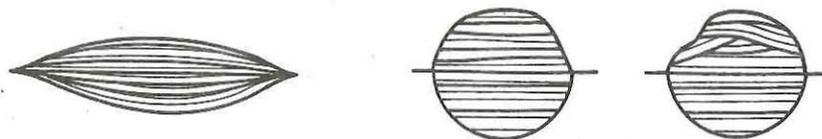


Fig. 56 - Genèse des sphéroïdes à lamines. Schéma synthétique récapitulatif.

Le contact entre les pélites et l'enveloppe externe des sphéroïdes est donc sédimentaire et non diagénétique.

- Ces objets sont *orientés* selon 7 directions identiques à celle des crêtes des rides.

Les sphéroïdes étant syn-sédimentaires, non diagénétiques et orientés, ils résultent donc vraisemblablement d'une mise en place par un *processus hydraulique*.

Ultérieurement, on peut envisager qu'un processus diagénétique induise la formation des 2 enveloppes internes.

C - CONCLUSION

Quel que soit le type de sphéroïdes, ils résultent de l'addition de 2 processus :

- Un processus hydraulique

. creusement de microcanaux (gouttières d'érosion et sillons de petite taille) disposés selon 7 classes d'orientation conformes à celles reconnues pour les rides ; ces objets s'ordonnent soit en dépressions elliptiques isolées, soit en canaux divagants.

. remplissage continu ou discontinu par :
 - des lamelles
 - des lamines carbonatées ou non
 - des pélites quartzeuses avec ou sans muscovites.

. formation d'une surface sommitale d'érosion convexe, symétrique, par rapport au plan de stratification, de la surface basale concave.

- Un processus diagénétique (sphéroïdes grésocalcaireux et silico-alumineux) en 2 temps :

. cimentation microsparitique

. néoformation de pyrites.

IV

CONCLUSION

3 stratofaciès ont été différenciés sur le terrain :

- les alternances pélites-grès (strates fines à épaisses) - stratofaciès A
- les alternances pélites-grès (strates très fines) - stratofaciès B
- les alternances pélites-sphéroïdes - stratofaciès C.

L'étude pétrographique de ces stratofaciès et de leurs figures sédimentaires permet de définir 2 faciès pétrographiques et 12 types d'associations de figures sédimentaires constituant autant de "faciès élémentaires".

Famille gréseuse

- alternances pélites-grès (strates fines à épaisses) - A_G
- alternances pélites-grès (strates très fines) - B_G
- alternances pélites-sphéroïdes gréseux - C₁
- alternances pélites-sphéroïdes "mixtes" silico-alumino-gréseux - C₁₋₂
- alternances pélites-sphéroïdes silico-alumineux - C₂

Famille gréso-calcaireuse

- alternances pélites-grès calcaireux (strates fines à épaisses) - A_C
- alternances pélites-grès calcaireux (strates très fines) - B_C
- conglomérats intraformationnels - cgl
- lumachelles - lu
- alternances pélites-sphéroïdes gréso-calcaireux - C₃
- faciès protégé qui regroupe les litages et les strates constituées par des rides de type (3) et (4) - p

Bien que proche de la famille gréso-calcaireuse, le faciès

- strates épaisses gréseuses ou calcaro-gréseuses amalgamées - A_a

a été laissé à part.

En disposant de ces "faciès élémentaires", il est possible à présent de réexaminer leur disposition dans l'espace, c'est-à-dire d'établir la géométrie des corps sédimentaires afin de proposer un mode d'épandage de ces différents faciès. Il sera alors possible à l'aide des mesures d'orientations et de l'étude du litage de discuter l'hydrodynamique de l'ensemble de ces faciès.

CHAPITRE III

RECONSTITUTION DES EPANDAGES

CHAPITRE III

RECONSTITUTION DES EPANDAGES

Les observations de terrain permettent d'établir des *relations latérales et verticales* entre les différents faciès élémentaires par :

- l'étude des passages latéraux,
- l'application conjointe de la loi de WALTHER-GOLOVKINSKII et de l'analyse de MARKOV.

I - ETUDE DES PASSAGES LATÉRAUX DE FACIES

Les affleurements, larges de 20 à 100 m, permettent d'observer certains *passages latéraux de faciès*. Par recoupements successifs, il est possible de reconstituer le ou les épandage(s) constitutif(s) de ces dépôts.

1) Indépendance géométrique des superfaciès gréseux et gréso-calcaireux

Aucun passage latéral entre les superfaciès gréseux et gréso-calcaireux n'a été mis en évidence à l'échelle de l'affleurement. Ceci prouve l'indépendance de ces deux ensembles lithologiques.

2) Les passages latéraux dans le superfaciès gréseux

- Les enchaînements horizontaux entre le faciès A_G (alternances pélites-grès, strates fines à épaisses) et le faciès B_G (alternances pélites-grès, strates très fines) sont très nombreux (fig. 46).

- Le faciès B_G succède horizontalement au faciès C_2 (sphéroïdes gréseux) par diminution puis disparition des sphéroïdes gréseux au sein des strates très fines de grès ; les passages latéraux sont moins fréquents que ceux observés entre A_G et B_G .

- Le faciès C_2 succède au faciès intermédiaire C_{1-2} (sphéroïdes mixtes silico-alumino-gréseux) par l'augmentation de la taille des sphéroïdes, par la décroissance de la taille du grain moyen de quartz et par la diminution de l'épaisseur et de la fréquence des strates très fines de grès ; le nombre de passages latéraux est moindre que ceux observés entre A_G et B_G ainsi qu'entre B_G et C_2 .

- Aucun passage latéral n'a été observé entre le faciès C_1 (sphéroïdes silico-alumineux) et les autres faciès gréseux.

2) Les passages latéraux dans le superfaciès gréso-calcaireux

Les strates constituées par le superfaciès gréso-calcaireux sont regroupées en ensembles décimétriques à métriques qui s'insèrent d'une manière discontinue dans le superfaciès précédent.

Les variations latérales de faciès sont très rapides au sein de ces ensembles lithologiques ; elles s'effectuent parfois en quelques décimètres, plus fréquemment à l'échelle métrique voire plurimétrique.

Deux associations de faciès gréso-calcaireux peuvent être mises en évidence :

- l'association cgl, lu, A_C , p, C_3 ,
- l'association Aa, Ac, p.

a) L'association cgl, lu, A_C , p, C_3

Elle comprend les faciès suivants :

- . les conglomérats intraformationnels (cgl),
- . les lumachelles (lu),
- . les strates gréso-calcaireuses fines à épaisses (A_C),
- . le faciès protégé (p), ceci est peu fréquent,
- . les sphéroïdes gréso-calcaireux (C_3).

Elle s'insère dans des faciès gréseux du type C_1 (sphéroïdes silico-alumineux) ou plus rarement du type C_2 (sphéroïdes gréseux).

Presque tous les passages latéraux ont été observés au sein de cette association, cependant le faciès protégé (p) est toujours encadré par des strates gréso-calcaireuses fines à épaisses (Ac). Les faciès cgl et lu constituent fréquemment la base des strates gréso-calcaireuses (Ac) ; ils peuvent remanier des sphéroïdes gréso-calcaireux (C_3).

b) L'association Aa, Ac, p

Elle comprend les faciès suivants :

- . les strates gréso-calcaireuses anastomosées (Aa),
- . les strates gréso-calcaireuses fines à épaisses (A_C),
- . le faciès protégé (p).

Localement (niveaux C83-C91), le faciès A_c passe latéralement au faciès B_G (strates grésocalcareuses très fines).

L'association A_a, A_c, p , s'insère dans des faciès gréseux du type B_G ou A_G (strates gréseuses très fines à épaisses).

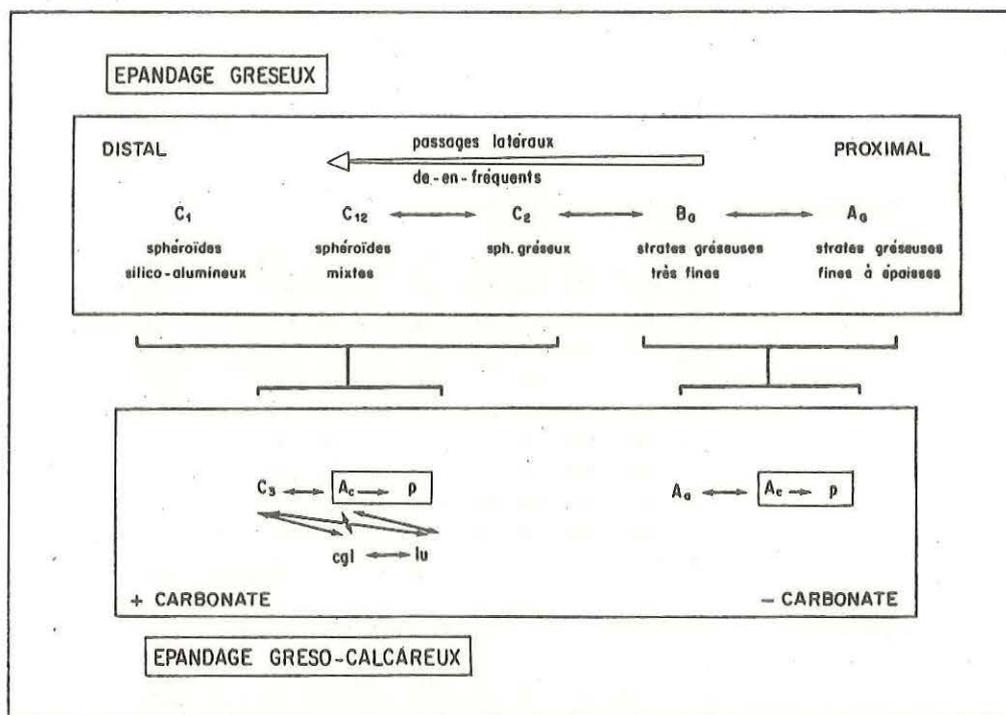


Fig. 57 : Diagramme de relations entre les différents faciès, établi à partir de l'étude des passages latéraux de faciès ; deux types d'épandages correspondant aux superfaciès gréseux et grésocalcareux ont été distingués.

3) Discussion (fig. 57)

L'absence de passages latéraux entre les superfaciès gréseux et grésocalcareux suggère une mise en place de chacun de ces faciès par 2 types d'épandages indépendants.

a) Épandages de matériel silto-sableux non carbonaté (superfaciès gréseux)

Un faciès gréseux sera d'autant plus proche de sa source d'alimentation, c'est-à-dire d'autant plus proximal, que son pourcentage de matériel terrigène et que la taille des grains moyens et supérieurs seront élevés. La succession des termes les plus proximaux aux plus distaux est la suivante :

- A_G (strates gréseuses fines à épaisses),
- B_G (strates gréseuses très fines),
- C_2 (sphéroïdes gréseux),
- C_{1-2} (sphéroïdes mixtes silico-alumino-gréseux),
- C_1 (sphéroïdes silico-alumineux).

NOMBRES DES TRANSITIONS OBSERVEES

	C ₁	C ₂	B _G	A _G	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa	
C ₁	0	8	1	1	13	12	20	18			73
C ₂	5	0	16	1	4		3	1			30
B _G	2	13	0	20	5	2	2	27	1	2	74
A _G			25	0				2		1	28
cg1	16	4	1	1	0	3		7			32
lu	15	2	1		3	0	6	15	1		43
C ₃	8	1	1		4	16	0	11	1		42
A _C	26	1	24	2	3	10	11	0	16	1	94
p	1	1	5	3				11	0		21
A _a								2	2	0	4

441

PROBABILITES DES TRANSITIONS OBSERVEES

	C ₁	C ₂	B _G	A _G	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
C ₁	0	.110	.014	.014	.178	.164	.274	.247		
C ₂	.167	0	.533	.033	.133		.100	.033		
B _G	.027	.176	0	.270	.068	.027	.027	.365	.014	.027
A _G			.893	0				.071		.036
cg1	.500	.125	.031	.031	0	.094		.219		
lu	.349	.047	.023		.070	0	.140	.349	.023	
C ₃	.190	.024	.024		.095	.381	0	.262	.024	
A _C	.277	.011	.255	.021	.032	.106	.117	0	.170	.011
p	.048	.048	.238	.143				.524	0	
Aa								.500	.500	0

PROBABILITES DE TRANSITIONS POUR UNE SEQUENCE QUELCONQUE

	C ₁	C ₂	B _G	A _G	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
C ₁	0	.084	.201	.076	.087	.120	.117	.225	.057	.011
C ₂	.178	0	.180	.068	.078	.105	.102	.229	.051	.010
B _G	.198	.084	0	.076	.087	.117	.114	.255	.057	.011
A _G	.176	.075	.179	0	.077	.104	.101	.227	.051	.010
cg1	.178	.076	.180	.068	0	.105	.102	.229	.051	.010
lu	.183	.078	.185	.070	.080	0	.105	.236	.053	.010
C ₃	.183	.078	.185	.070	.080	.108	0	.235	.053	.010
A _C	.210	.089	.213	.080	.092	.124	.121	0	.060	.011
p	.173	.074	.176	.067	.076	.102	.100	.223	0	.010
Aa	.167	.071	.169	.064	.073	.098	.096	.215	.048	0

PROBABILITES DE TRANSITIONS

	C ₁	C ₂	B _G	A _G	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
C ₁	0	+.026	-.187	-.062	+.091	+.044	+.157	-.008	-.057	-.011
C ₂	-.011	0	+.353	-.035	+.055	-.105	-.002	-.196	-.057	-.011
B _G	-.171	+.092	0	+.194	-.019	-.090	-.087	+.110	-.043	+.016
A _G	-.176	-.075	+.714	0	-.077	-.104	-.101	-.156	-.051	+.026
cg1	+.322	+.049	-.149	-.037	0	-.011	-.102	-.010	-.051	-.010
lu	+.166	-.031	-.162	-.070	-.010	0	+.035	+.026	-.030	-.010
C ₃	+.007	-.054	-.161	-.070	+.015	+.273	0	+.027	-.029	-.010
A _C	+.067	-.078	+.042	-.059	-.060	+.018	-.004	0	+.110	.000
p	-.125	-.026	+.062	+.076	-.076	-.102	-.100	+.301	0	-.010
Aa	-.167	-.071	-.169	-.064	-.073	-.098	-.096	+.285	+.452	0

Tableau 3 : Quantification des relations entre les différents faciès : matrices de transition - les 10 faciès sont examinés simultanément.

NOMBRES DES TRANSITIONS OBSERVEES

	C ₁	C ₂	B _G	A _G	
C ₁	0	8	1	1	9
C ₂	5	0	16	1	26
B _G	2	13	0	20	35
A _G			25	0	25
					95

	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa	
cg1	0	3		17			10
lu	3	0	6	15	1		25
C ₃	4	16	0	11	1		32
A _C	3	10	11	0	16	1	41
p				11	0		11
Aa			2	2		0	4
							123

PROBABILITES DES TRANSITIONS OBSERVEES

	C ₁	C ₂	B _G	A _G
C ₁	0	.889	.111	.111
C ₂	.192	0	.615	.038
B _G	.057	.371	0	.571
A _G			1.00	0

	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
cg1	0	.300		.700		
lu	.120	0	.240	.600	.040	
C ₃	.125	.500	0	.344	.031	
A _C	.073	.244	.268	0	.390	.024
p				1.00	0	
Aa			.500	.500		0

PROBABILITES DE TRANSITIONS POUR UNE SEQUENCE QUELCONQUE

	C ₁	C ₂	B _G	A _G
C ₁	0	.302	.407	.291
C ₂	.130	0	.507	.362
B _G	.150	.433	0	.417
A _G	.129	.371	.500	0

	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
cg1	0	.221	.283	.363	.097	.035
lu	.102	0	.327	.418	.112	.041
C ₃	.110	.275	0	.451	.121	.044
A _C	.122	.305	.390	0	.134	.049
p	.089	.223	.286	.366	0	.036
Aa	.084	.210	.269	.345	.092	0

PROBABILITES DE TRANSITIONS

	C ₁	C ₂	B _G	A _G
C ₁	0	+.587	-.296	-.180
C ₂	+.062	0	+.108	-.324
B _G	-.093	-.062	0	+.154
A _G	-.129	-.371	+.500	0

	cg1	lu	C ₃	A _C	p	Aa
cg1	0	+.079	-.283	+.337	-.097	-.035
lu	+.018	0	-.087	+.182	-.072	-.041
C ₃	+.015	+.225	0	-.107	-.090	-.044
A _C	-.049	-.061	-.122	0	+.256	-.025
p	-.089	-.223	-.286	-.534	0	+.036
Aa	-.084	-.210	-.269	+.155	+.108	0

Tableau 4A et B : Quantification des relations entre les différents faciès : matrices de transition - les superfaciès gréseux (4 faciès - A) et gréso-calcareux (6 faciès - B) sont examinés séparément.

La fréquence des passages latéraux entre ces différents faciès, considérés dans cet ordre, diminue. D'un point de vue paléogéographique, ces faciès sont donc de plus en plus étendus des termes les plus proximaux aux plus distaux.

b) *Épandages de matériel silto-sableux carbonaté (superfaciès grésocalcareux)*

Les deux associations grésocalcareuses peuvent être situées dans l'épandage gréseux :

- l'association Aa, Ac, p, s'insère dans les termes gréseux distaux.
- l'association cgl, lu, Ac, p, C₃ est localisée dans les termes distaux ; il s'agit des faciès les plus carbonatés et aux passages latéraux les plus fréquents.

II - ETUDE DE L'ENCHAINEMENT VERTICAL DES FACIES

APPLICATION DE LA LOI DE WALTHER-GOLOVKINSKII ET DE L'ANALYSE DE MARKOV

Il s'agit d'établir la *séquence idéale, ou encore virtuelle* (LOMBARD, 1956, 1972), d'enchaînement vertical des faciès élémentaires par *analyse de MARKOV*, puis, en utilisant la *loi de WALTHER-GOLOVKINSKII* de transformer cette suite verticale en suite horizontale afin de reconstituer un ou plusieurs épandages "idéaux" (FOURNIE, 1973, 1975).

1) L'analyse de MARKOV

a) *Principe de la méthode*

Il s'agit de construire une séquence virtuelle verticale en retenant les *plus fortes probabilités de transition entre les différents faciès*.

b) *Le processus analytique*

La technique d'analyse utilisée est celle de GINGERICH (1969) & READ (1969) modifiée successivement par MIALL (1973), CANT & WALKER (1976) et WALKER *in* HARMS *et al.* (1982). Le principe analytique est celui de KRUMBEIN (1967) et KRUMBEIN & DACEY (1969).

Les développements théoriques de la méthode peuvent être trouvés dans HARBOUGH & BONHAM-CARTER (1970) et SCHWARZACHER (1975). Cette technique a déjà été appliquée aux séries alternantes : HISCOTT (1977, 1981) pour les turbidites, JONES & DIXON (1976) pour les dépôts de tempêtes.

c) Les conditions d'application

L'analyse de MARKOV ne s'applique qu'à des *termes lithologiques génétiquement liés*. Les faciès constitutifs des épandages sableux et sablo-carbonatés seront donc examinés séparément. L'étude des probabilités de transition entre tous les faciès devrait permettre de situer les faciès gréseux et gréso-calcaireux les uns par rapport aux autres.

d) Mode opératoire

(1) Définition d'un nombre relativement restreint de faciès :

4 faciès gréseux :

- A_G : strates gréseuses fines à épaisses,
- B_G : strates gréseuses très fines,
- C₂ : sphéroïdes gréseux,
- C₁ : sphéroïdes silico-alumineux.

6 faciès gréso-calcaireux :

- Aa : strates gréso-calcaireuses anastomosées,
- A_C : strates gréso-calcaireuses fines à épaisses,
- p : faciès protégé,
- C₃ : sphéroïdes gréso-calcaireux,
- lu : lumachelles,
- cgl : conglomérats intraformationnels.

(2) Dénombrement sur le terrain de 441 transitions entre les 10 faciès précédents, reportées dans 3 matrices différentes (nombres des transitions observées entre tous les faciès. Dans la première matrice (tableau 2) sont reportées les transitions entre tous les faciès, dans la seconde (tab. 3A) uniquement celles relatives aux faciès gréseux, et dans la troisième (tab. 3B) celles concernant les faciès gréso-calcaireux.

(3) Construction d'un diagramme de relations de faciès (nombres des transitions observées - fig. 58)

(4) construction de 3 matrices de probabilité des transitions observées (tabl. 2 & 3).

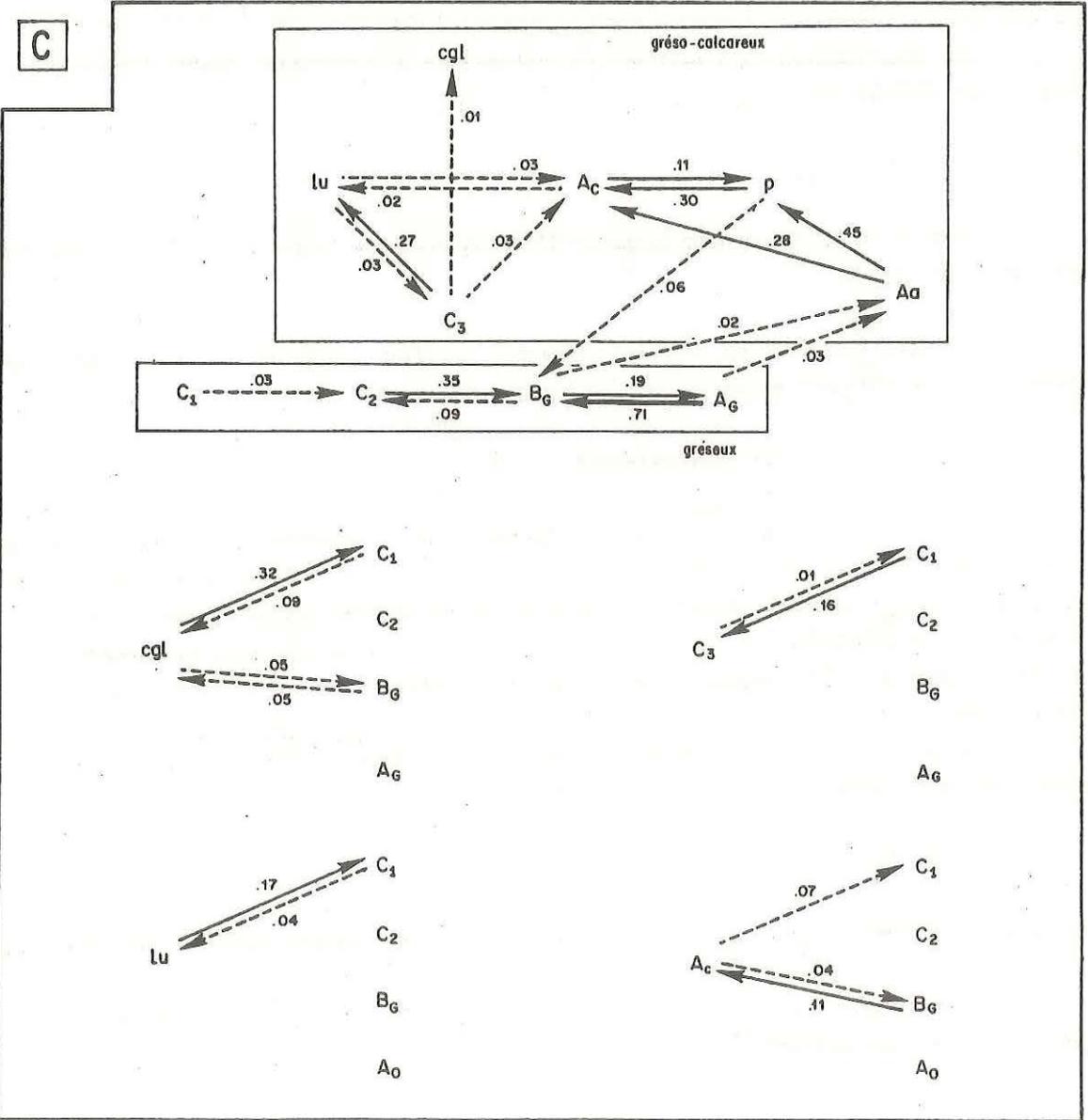
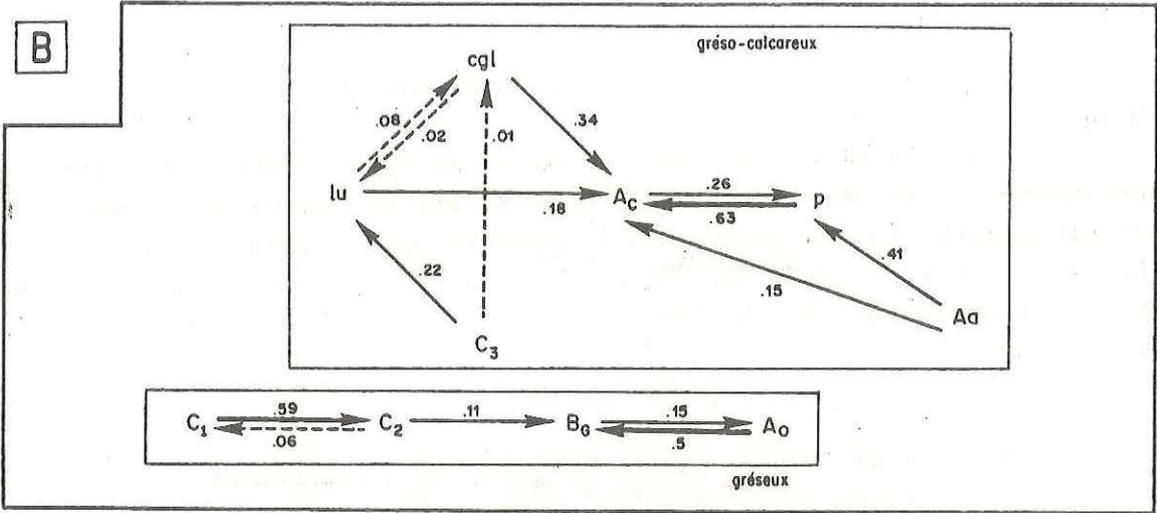
Une matrice est définie par

$$P_{ij} = \frac{f_{ij}}{s_i}$$

ou p_{ij} = probabilité de transition observée entre les faciès i et faciès j.

f_{ij} = nombre de transitions observées entre le faciès i et faciès j

$s_i = \sum_j f_{ij}$ somme des f_{ij} de la i^e ligne, soit encore le nombre de transitions dans lequel intervient le faciès i.



(5) Construction de 3 matrices de probabilité des transitions pour une séquence quelconque (tableau 2 & 3).

Ainsi la probabilité de transition pour qu'une strate gréseuse (A_G) surmonte une lamine gréseuse (B_G) est obtenue en divisant le nombre total de transitions dans lesquelles intervient le faciès A_G par le nombre total de transitions dans lesquelles ne participe pas le faciès B_G (le nombre total des transitions dans lequel intervient un faciès i est calculé en faisant la somme des f_{ij} de la i^e ligne).

Soit :

$$r_{ij} = \frac{s_j}{t - s_i}$$

avec s_j = somme des f_{ij} pour la j^e ligne

s_i = somme des f_{ij} pour la i^e ligne

t = nombre total de transition, soit la somme des f_{ij} .

(6) Construction de 3 matrices de probabilité de transition réelle (tableau 2 & 3).
La matrice est définie par :

$$d_{ij} = p_{ij} - r_{ij}$$

soit la différence entre la probabilité observée et la probabilité théorique pour une séquence quelconque

(7) Construction d'un deuxième diagramme de relations de faciès ne présentant que les transitions supérieures à celles dues au hasard.

2) La loi de WALTHER-GOLOVKINSKII

La "loi de corrélation de faciès", formulée par J. WALTHER (1894), peut être énoncée ainsi : "dans une même "série sédimentaire", les variations de faciès (horizontales) que l'on observe autour d'un point déterminé, reproduisent en général les variations de faciès des strates qui se succèdent sur la verticale de ce point ; ou encore, plus brièvement : les faciès varient de façon analogue dans le sens horizontal et dans le sens vertical" (GIGNOUX, 1950).

Cette "loi" sera utilisée pour transformer la séquence virtuelle verticale établie par analyse de MARKOV, en suite horizontale.

3) Résultats (fig. 59)

a) Le superfaciès gréseux (matrices de transitions entre les 4 faciès gréseux- tab. 4A-fig.58)

L'enchaînement vertical des faciès est C_1, C_2, B_G, A_G ; ce qui confirme les résultats de l'étude des passages latéraux.

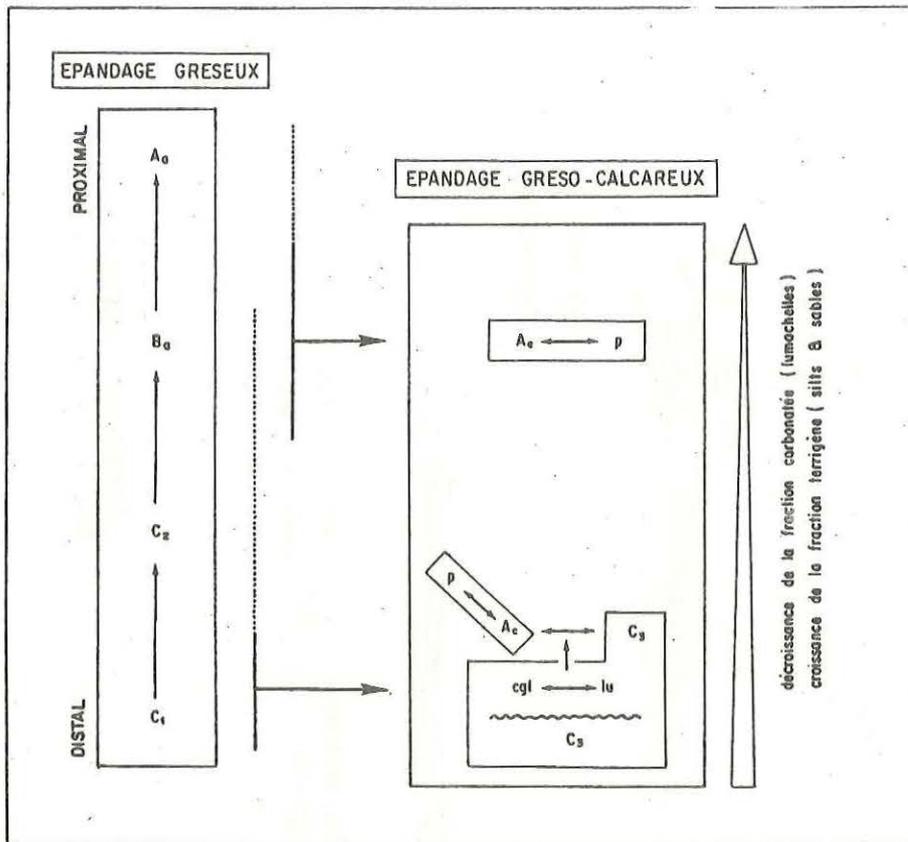


Fig. 59 : Diagramme synthétique des relations entre les différents faciès, établi par analyse de MARKOV de la succession lithologique.

b) *Le superfaciès grésocalcaireux* (matrices de transitions entre les 6 faciès grésocalcaireux - tab. 4B - fig. 58)

Les transitions suivantes ont été mises en évidence :

- (1) C_3 - lu,
- (2) A_C avec C_3 , lu et cgl ; cgl et lu sont surmontés par A_C , tandis que les probabilités de transition entre A_C et C_3 sont identiques dans les deux sens,
- (3) A_C - p
- (4) A_a - A_C

La transition (1) n'a jamais été observée latéralement ; les lumachelles (lu) remaniant parfois les sphéroïdes grésocalcaireux (C_3), la loi de WALTHER ne peut être appliquée.

Les transitions (2) et (3) confirment les résultats de l'étude des passages latéraux.

c) *Les relations entre les superfaciès gréseux et grésocalcaireux* (matrices de transitions entre tous les faciès, gréseux et grésocalcaireux).

Toutes les transitions sont possibles entre le faciès gréseux C_1 (sphéroïdes silico-alumineux) et les faciès grésocalcaireux, cgl, lu, C_3 , A_C .

- cgl : conglomérats intraformationnels
- lu : lumachelles
- C₃ : sphéroïdes grésocalcaireux
- A_c : strates grésocalcaireuses
- A_a : strates grésocalcaireuses anastomosées
- p : faciès protégé

EPANDAGE "GRESO-CALCAREUX"

TERME 1 (cgl, lu) + TERME 2 (cgl, lu, A_c, C₃) + TERME 3 (A_c, p) + TERME 4 (A_a, p)

SOURCE CARBONATEE



SOURCE TERRIGENE

SPHEROIDES SILICO-ALUMINEUX (C₁) + SPHEROIDES GRESEUX (C₂) + STRATES GRESEUSES TRES FINES (B_G) + STRATES GRESEUSES FINES A EPAISSES (A_G)

EPANDAGE "GRESEUX"

Les seules transitions observées avec les faciès gréseux B_G (alternances pélites-grès, strates très fines) concernent le faciès gréso-calcaireux A_C .

2 associations de faciès, identiques à celles proposées lors de l'étude des passages latéraux de faciès ont été reconnues :

- l'association agl, lu, C_3, A_C , qui s'insère préférentiellement au niveau du faciès gréseux C_1 (sphéroïdes silico-alumineux).
- l'association A_C, p , qui s'intercale plus particulièrement au niveau du faciès gréseux B_G (alternances pélites-grès, strates très fines).

III - RECONSTITUTION SPATIALE DES EPANDAGES

La Formation de Postolonnec est constituée d'alternances de pélites et de grès qui résultent de l'interférence de deux épandages, l'un terrigène, l'autre terrigène et carbonaté.

A - L'EPANDAGE DE MATERIEL TERRIGENE (SUPERFACIES GRESEUX)

C'est le type d'épandage le plus fréquent.

1) Reconstitution d'une coupe longitudinale par rapport à la source d'alimentation (fig. 60)

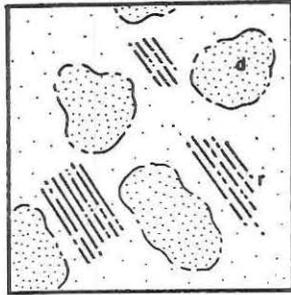
La coupe comporte 4 termes qui correspondent du plus proximal au plus distal aux faciès suivants :

- faciès A_G : alternances pélites-grès, strates fines à épaisses
- faciès B_G : alternances pélites-grès, strates très fines
- faciès C_2 : alternances pélites-sphéroïdes gréseux
- faciès C_1 : alternances pélites-sphéroïdes silico-alumineux.

Ces faciès sont toujours clairement individualisés. Ils forment des masses de sédiment souvent plurimétriques et les passages latéraux entre ces faciès, sauf entre A_G et B_G , sont peu fréquents par comparaison avec ceux de la famille gréso-calcaireuse ; les faciès sont donc homogènes sur des superficies d'au moins 10.000 m^2 (les strates peuvent être suivies dans les meilleurs cas sur 100 m).

Fig. 60 : Reconstitution, en coupe, de l'enchaînement horizontal des différents faciès constitutifs des épandages gréseux et gréso-calcaireux par rapport aux sources de matériel terrigène et de matériel carbonaté.

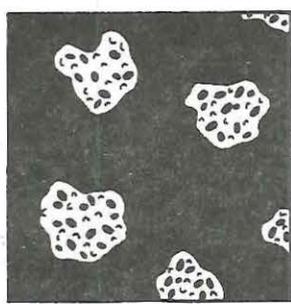
EPANDAGES "GRESO-CARBONATES"



1m



1m



1m

Ac C₃ cgl. lu.

TERME 1 (Aq,p)	Ac	C ₃	cgl.	lu.
TERME 2 (Ac,p)	Ac			

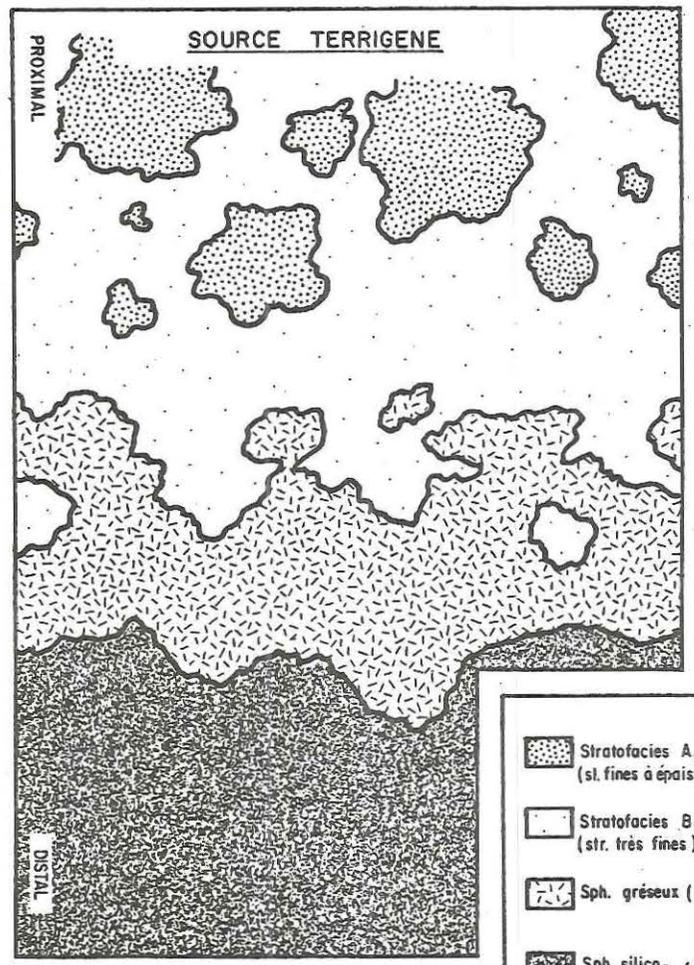
SOURCE TERRIGENE ↑

TERME 3 (Ac,p cgl, lu)	Ac	C ₃	cgl.	lu.
TERME 4 (cgl, lu)			cgl.	lu.

SOURCE CARBONATEE

Ac : strates grésocalcareuses fines à épaisses
 C₃ : sphéroïdes grésocalcareux
 lu : lumachelles
 cgl : conglomérats intraformationnels
 d : domes r : rides

EPANDAGES "GRESEUX"



SOURCE TERRIGENE

PROXIMAL

DISTAL

- Stratofacies Ae (st. fines à épaisses)
- Stratofacies Be (str. très fines)
- Sph. gréseux (C₂)
- Sph. silico-alumineux (C₁)

- Le passage latéral entre A_G et B_G a déjà été décrit à plusieurs reprises (dichotomies et intrications successives).

- Le passage latéral entre B_G et C_2 se fait par le développement de petits chenaux (sillons de petite taille) dans les lamines plates ou ondulées ; ces chenaux sont remplis par des lamines qui par érosions successives constituent les sphéroïdes ; ils sont alors moulés par des lamines plates ou ondulées du stratofaciès B_G .

- Le passage latéral entre C_2 et C_1 n'a jamais été observé ; néanmoins un mécanisme est proposé d'après les caractéristiques lithologiques de niveaux qui pourraient être intermédiaires entre ces deux faciès. Il s'agit des strates très fines de grès du stratofaciès B qui passeraient latéralement aux sphéroïdes silico-alumineux à lamines frustes. Cette hypothèse est fondée sur deux faits :

- . Les associations lamines-interlamines de ces deux faciès sont identiques.
- . Sur le terrain, les niveaux indurés noirs "nodularifiés" (voir chapitre 2, "alternances pélites-sphéroïdes") passent latéralement tantôt aux sphéroïdes silico-alumineux, tantôt aux strates du stratofaciès B.

b) Reconstitution spatiale de l'épandage de matériel terrigène non carbonaté (fig. 61)

Les passages latéraux de moins en moins fréquents des termes A_G (proximal) à C_1 (distal) traduisent une homogénéité croissante de ces faciès sur leur aire de répartition.

La succession verticale et horizontale fréquente des stratofaciès A_G et B_G plaide en faveur d'une répartition quelconque et locale de ces deux termes.

Les faciès C_1 et C_2 sont les plus distaux, ils correspondent respectivement aux sphéroïdes silico-alumineux et gréseux ; ces derniers pourront donc être utilisés comme marqueurs de distalité.

2) L'épandage de matériel terrigène et carbonaté (faciès gréso-calcaireux).

Il est constitué par 6 faciès :

- faciès Aa : strates amalgamées,
- faciès A_C : alternances pélites-grès carbonatés, strates fines à épaisses,
- faciès p : faciès protégé,
- faciès cgl : conglomérats intraformationnels,

Fig. 61 : Reconstitutions, dans l'espace, des épandages de matériel terrigène (superfaciès gréseux) et de matériel carbonaté (superfaciès gréso-calcaireux).

- faciès lu : lumachelle,
- faciès C₃ : alternances pélites-sphéroïdes gréso-calcareux.

Ces faciès doivent être regroupés par associations pour avoir la signification de termes d'épandages.

a) *Reconstitution d'une coupe longitudinale par rapport à la (aux) source(s) d'alimentation (fig. 60)*

Deux associations ont été reconnues :

L'association des faciès Aa, A_c, p : elle s'insère dans l'épandage précédent au niveau des termes proximaux A_c et B_c. Le faciès p se développe en aval de dômes des faciès Aa et A_c.

L'association des faciès C₃, lu, cgl, A_c, p : elle s'insère dans l'épandage précédent au niveau des termes distaux C₁ et C₂. D'après les observations de terrain cette association peut être subdivisée en deux termes :

- . terme (1) : *faciès cgl et lu*
- . terme (2) : *faciès C₃, cgl, lu, A_c, p*

En se fondant sur la polarité établie pour les épandages non carbonatés et sur le pourcentage de sable des différentes associations, la succession, des termes proximaux aux termes distaux, est la suivante :

- . terme (4) : *faciès Aa, p*
- . terme (3) : *faciès A_c, p*
- . terme (2) : *faciès C₃, cgl, lu, A_c, p*
- . terme (1) : *faciès cgl, lu*

La nature terrigène et carbonatée des faciès constitutifs de cet épandage plaide en faveur d'une double source d'alimentation, l'une terrigène, l'autre carbonatée. Le terme "distal" (1) est plus carbonaté que les 3 autres, tandis que le terme proximal (4) est le plus terrigène. L'épandage résulterait donc du mélange de sédiments issus :

- d'une source terrigène identique à celle des épandages de matériel silto-sableux non carbonaté.
- d'une source carbonatée, diamétralement opposée à la source terrigène.

L'orientation des objets sédimentaires qui constituent les deux épandages est identique ; le matériel issu des deux sources d'alimentation est donc mis en suspension, puis déposé par un écoulement de direction similaire à celui responsable de la mise en place des épandages de matériel uniquement terrigène.

Dans ce modèle, les miches carbonatées du stratofaciès Aa sont interprétées comme étant les équivalents latéraux des lumachelles (mêmes teneurs en carbonates, mêmes sédiments silto-sableux carbonatés environnants).

b) Reconstitution spatiale de l'épandage de matériel terrigène carbonaté (fig. 61)

Les passages latéraux entre les différents termes ne peuvent être observés à cause :

- de l'enregistrement discontinu des épandages de matériel terrigène carbonaté,
- de la largeur des affleurements.

La géométrie de cet épandage ne peut donc être reconstituée, seules ont été examinées (fig. 61) :

- la disposition des différents objets sédimentaires constitutifs de chaque terme,
- * la répartition des différents faciès par rapport au modèle établi pour les épandages de matériel terrigène.

- Le passage latéral entre les termes (1) et (2), termes distaux, se fait par enrichissement en matériel terrigène.

- Le passage latéral entre les termes (3) et (4), termes proximaux, s'effectue par dichotomies et intrications successives de strates amalgamées en alternances de pélites-grès (strates fines à épaisses).

- Le passage latéral entre les termes (2) et (3), c'est-à-dire entre les associations distale et proximale, peut se comprendre par la présence simultanée des chenaux (sillons) gréso-calcaireux ; il correspondrait à une zone de transit de matériel terrigène.

IV - CONCLUSIONS

Les alternances pélites-grès de la Formation de Postolonnec résultent de 2 épandages issus de deux sources d'apport distinctes.

- Le premier, uniquement silto-sableux, est alimenté par la source terrigène ; c'est le plus fréquent.

- Le second, silto-sableux et carbonaté, résulte du mélange de 2 sources d'alimentation diamétralement opposées : la source terrigène précédente (ou les produits du remaniement de l'épandage sous-jacent) et la source carbonatée biogène.

CHAPITRE IV

CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES EPANDAGES, ENVIRONNEMENT ET BATHYMETRIE

CHAPITRE IV

CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES EPANDAGES, ENVIRONNEMENT ET BATHYMETRIE

Deux types d'épandages sont responsables de l'enchaînement vertical des faciès de la Formation de Postolonnec. Pour connaître *la nature du milieu de sédimentation* dans lequel arrivent ces épandages, *la nature de l'événement* qui les dépose et *le type d'écoulement* responsable de leur mise en place, les différents faciès constitutifs des épandages doivent être considérés globalement à partir des données bibliographiques disponibles sur un des faciès.

I - LE LITAGE OBLIQUE EN MAMELONS : ETAT DES CONNAISSANCES

Le litage oblique en mamelons est un des faciès *caractéristiques* de la Formation de Postolonnec. Le point des connaissances bibliographiques sur ce litage devrait donc permettre de mieux connaître la dynamique sédimentaire des deux types d'épandages définis précédemment.

1) Définition et hydrodynamique du litage oblique en mamelons

Le litage oblique en mamelons fut défini par HARMS (1975). Il est attribué à des *dépôts de tempêtes* dont il est l'expression la plus caractéristique. Le terme *dépôt de tempêtes* recouvre les dépôts de tempêtes d'hiver (Mer du Nord) et de cyclones (Bahamas).

Les caractéristiques sont les suivantes (fig. 20) :

- (1) des surfaces inférieures de faisceaux érosives qui s'inclinent rarement à plus de 15°,
- (2) des lamines situées au-dessus de ces limites d'érosion de faisceaux globalement parallèles à cette surface,
- (3) des lamines qui s'épaississent latéralement,
- (4) des directions dispersées d'inclinaison de bases érosives de faisceaux.

Le litage oblique en mamelons résulte de *plusieurs épisodes d'érosion et de dépôt*; la surface en dômes créée lors de la phase d'érosion est moulée par la charge sédimentaire en suspension, lors du stade de dépôt. Ces faisceaux enregistrent *soit plusieurs événements soit des fluctuations d'énergie de l'écoulement* durant un même événement ; c'est cette dernière solution qui est généralement admise.

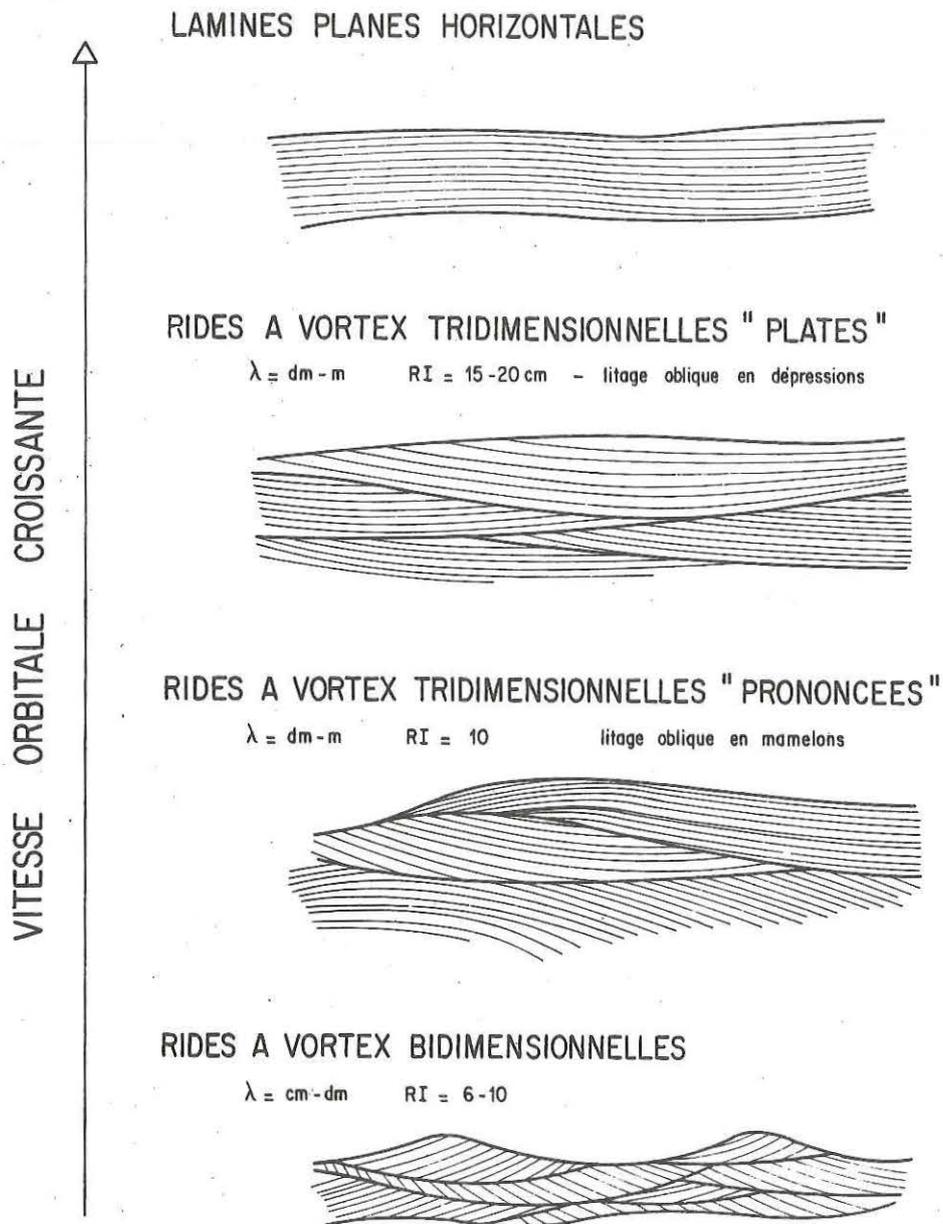


Fig. 62 : Evolution, à vitesse orbitale maximale croissante, des litages induits par des écoulements oscillatoires (d'après HARMS *et al.* 1982).

a) *Nature de l'écoulement : écoulement uni- ou bidirectionnel*

HUNTER & CLIFTON (1982) proposent une mise en place par des écoulements *bi-directionnels* en se fondant sur :

- l'absence de linéation de délit,
- la non directionnalité des dômes (aucune évidence de faisceaux frontaux progressants).

Seul Mc CUBBIN (*in* DOTT & BOURGEOIS, 1982) signale des linéations de délit dans le litage oblique en mamelons, ce qui plaiderait en faveur d'un écoulement unidirectionnel.

Pour HARMS *et al.* (1982), il s'agit de *rides à "vortex" tri-dimensionnelles* (fig. 62) produites par des vagues de période comprise entre 5 et 10 s. Le litage oblique en mamelons serait intermédiaire, à énergie croissante, entre des rides à "vortex" bi-dimensionnelles et les lamines planes (fig. 62).

WALKER (1982) envisage une mise en place par des rides orbitales de longueur d'onde comprise entre 1 et 5 m.

D'après la morphologie des rides, BOURGEOIS (1980) et HUNTER & CLIFTON ont calculé la hauteur et la période des vagues : pour une période de 12-15 secondes, la hauteur des vagues serait d'au moins 4 à 6 m.

b) *Mode de transport des sédiments : traction ou suspension ?*

L'association du litage oblique en mamelons avec des rides chevauchantes en phase plaide en faveur d'un *dépôt en suspension* (HUNTER & CLIFTON, 1982).

c) *Taux de sédimentation*

L'absence ou la rareté de la bioturbation à l'intérieur des faisceaux du litage oblique en mamelons, ainsi que le plongement plus important des lamines par rapport à leur surface de repos suggèrent selon HUNTER & CLIFTON (1982) un *fort taux de sédimentation* pendant la période de dépôt.

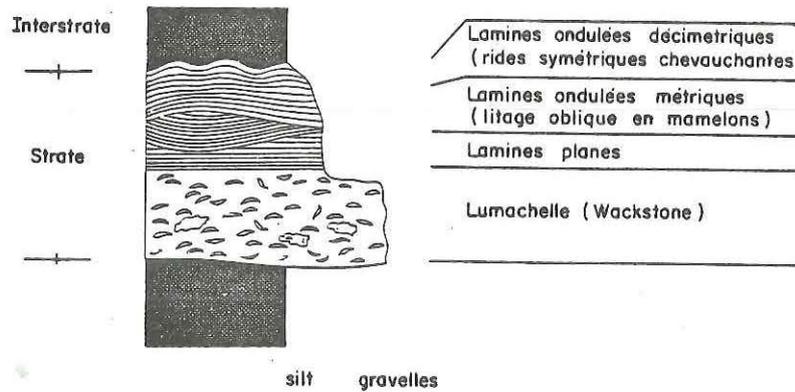
d) *Vitesse de l'écoulement*

La taille du plus grand élément transporté permet de calculer la vitesse minimale nécessaire pour déplacer un claste en traction, tandis que la taille du grain moyen des lamines planes permet d'estimer la vitesse minimale nécessaire pour mettre en suspension le sédiment.

Pour HUNTER & CLIFTON (1982), utilisant les données de DINGLER (1979), la *vitesse nécessaire pour transporter des clastes décimétriques est de 2 m/s*, tandis que la *vitesse minimale pour former des lamines planes ("sheet flows") est de 0,7 m/s* ($D = 0.125$ mm).

Pour HARMS *et al.* (1982), la vitesse orbitale minimale requise pour former le litage oblique en mamelons est de 50cm/s.

SEQUENCE ELEMENTAIRE
de KREISA (1981)
(Ordovicien est-américain)

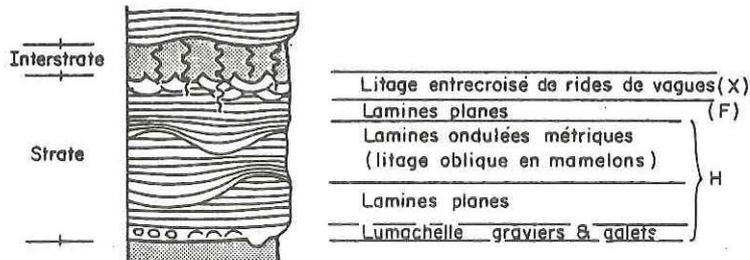


ASSOCIATION caractérisée par :

- des lumachelles importantes
- des lamines ondulées de rides chevauchantes

A

SEQUENCE ELEMENTAIRE
de DOTT & BOURGEOIS (1982)
(Mésozoïque et Cénozoïque nord-américain)



ASSOCIATION caractérisée par :

- des lumachelles peu importantes
- un litage entrecroisé de rides de vagues

B

Fig. 63 : Séquences élémentaires, à l'échelle de la strate, des litages associés au litage oblique en mamelons (les subdivisions ont été modifiées afin de faciliter les comparaisons avec celles adoptées dans le présent travail), A : d'après KREISA (1981), Ordovicien moyen-supérieur de Virginie du SW (U.S.A.), B : d'après DOTT & BOURGEOIS (1982), synthèse de plusieurs affleurements essentiellement mésozoïques et cénozoïques d'Amérique du Nord.

DOTT & BOURGEOIS (1982) par comparaisons avec les données théoriques et expérimentales de CARTENS *et al.* (1969) et de CLIFTON (1976) rapportent ce litage au début du régime hydrodynamique supérieur en mode oscillatoire.

2) *Nature des litages et séquences élémentaires associés au litage oblique en mamelons.*

Plusieurs types de litages sont communément associés au litage oblique en mamelons, ce sont :

- *les lumachelles et conglomérats intraformationnels* (KREISA, 1981 ; KREISA & BAMBACK, 1982)
- *les lamines planes et horizontales* (BOURGEOIS, 1980 ; DOTT & BOURGEOIS, 1982 ; MOUNT, 1983)
- *les lamines ondulées décimétriques de rides chevauchantes* (KREISA, 1981)
- *les lamines entrecroisées de rides de vagues* (HARMS, 1975 ; KREISA, 1981 ; HUNTER & CLIFTON, 1982 ; DOTT & BOURGEOIS, 1982).

Les séquences élémentaires qui contiennent ces différents types de litages semblent se ramener à deux types principaux (fig. 63). Le premier a été établi pour l'Ordovicien moyen-supérieur de Virginie par KREISA (1981), le second est fondé sur divers exemples mésozoïques et cénozoïques d'Amérique du Nord étudiés par DOTT & BOURGEOIS (1979, 1981 et 1983). Ces deux séquences s'opposent :

- par l'importance du terme basal à lumachelles et à conglomérats intra-formationnels,
- par l'existence d'un litage de lamines ondulées de rides chevauchantes dans la séquence de KREISA, et d'un terme supérieur à lamines parallèles planes dans la séquence de DOTT & BOURGEOIS.

Selon la nature des interbanco, deux autres catégories d'alternances à litage oblique en mamelons peuvent être définies : la première se caractérise par un *interbanco peu net bioturbé*, la seconde par des *interbanco constitués d'alternances de pélites et de strates très fines à fines, granoclassées* (HAMBLIN & WALKER, 1979 ; MOUNT, 1983).

3) *Nature de l'événement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons*

La nature de l'événement responsable de la mise en place du litage oblique en mamelons est déduite de plusieurs faits.

Il s'agit d'un événement discontinu et instantané comme le prouvent :

- les surfaces de base de bancs nettes et érosives,
- l'enchaînement vertical des litages, ainsi que la décroissance de l'épaisseur des lamines et du grain moyen de la base au sommet des séquences élémentaires qui indiquent une énergie décroissante,

- la bioturbation localisée au sommet et non à l'intérieur des séquences élémentaires (GOLDRING & BRIDGES, 1973 ; WALKER, 1979 ; DOT, 1983).

- Il s'agit d'un *écoulement à haute énergie* comme l'indique le litage des lamines planes horizontales associé au litage oblique en mamelons.

Il s'agit d'un *milieu peu profond de plate-forme* comme le suggèrent :

- la présence de rides de vagues (HUNTER & CLIFTON, 1981),
- l'existence dans certains interbanes de dépôts de marées et de vagues permanentes,
- la bioturbation qui correspond à des associations peu profondes (faciès à *Cruziana* et à *Skolithos* de SEILACHER, 1967 - GOLDRING & BRIDGES, 1973),
- les assemblages de micro- et macrofaune autochtones.

Par comparaison avec les milieux actuels, seules les tempêtes peuvent expliquer de tels faits. Cependant CAMPBELL (1966, 1971 et in DOT & BOURGEOIS, 1981) d'après la géométrie des lamines suggère une mise en place du litage oblique en mamelons par des vagues permanentes.

AUTEURS	LOCALISATION GEOGRAPHIQUE	STRATIGRAPHIE	FACIES	FREQUENCE (en années)
Branchley & Newall (1979)	Fjord d'Oslø (Norvège)	Ashgill	litage oblique en mamelon	12.500-18.750
Goldring & Langenstrassen (1979)	Devon (Royaume-uni)	Formation de Pilton (Famennien)	litage oblique en mamelon associé à des strates fines granoclassées	400-2.000
Aigner (1982)	Allemagne du SW (R.F.A.)	Muschelkalk	strates granoclassées carbonatées à lamines parallèles et litage entrecroisé de rides de vagues	2.500-10.000
Hamblin & Walker (1979)	Alberta Colombie britannique (Canada)	Formations Fernie & Kootenay (Kimmeridgien-Oxfordien)	litage oblique en mamelon associé à des strates fines granoclassées	4.000-12.000

Tab. 5 ; Fréquences de dépôts de tempêtes calculées en divisant la durée d'un intervalle stratigraphique donné par le nombre d'événement.

A l'échelle du globe, MARSAGLIA & KLEIN (1982, 1983) reportant les dépôts de tempêtes, connus par la littérature, sur des cartes paléogéographiques établies à partir des données du paléomagnétisme, en déduisent que le litage oblique en mamelons correspond à un *dépôt de tempête d'hiver* (au-dessus de 25° de latitude) plutôt qu'à un dépôt de cyclone (5°-45° de latitude).

4) *Fréquence de l'événement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons*

Dans les séries anciennes, la fréquence de tels événements est estimée en divisant un intervalle stratigraphique donné par le nombre d'événements. Selon les auteurs, la définition de l'événement varie, strate pour les uns, surface d'érosion d'intrastrate pour les autres (BOURGEOIS, 1983).

Les estimations de fréquences fluctuent entre 400 et 18.500 ans (tab. 5). Ces valeurs sont peu conformes aux mesures effectuées dans les séries actuelles. Ainsi en Mer du Nord, REINECK *et al.* (1968) identifient un événement tous les 20 à 50 ans. Elles sont cependant en partie compatibles avec les mesures réalisées dans le Golfe du Mexique (AGER, 1973) pour lequel la probabilité à 95% qu'un segment de côte soit atteint par un cyclone est de 3 000 ans.

5) *Profondeur des faciès à litage oblique en mamelons*

La profondeur de dépôt du litage oblique en mamelons peut être estimée à partir de plusieurs observations.

La profondeur estimée à partir de la morphologie des rides associées au litage oblique en mamelons est de 50 m et moins (BOURGEOIS, 1980) et de 30 m et plus (HUNTER & CLIFTON, 1982).

Pour HOBDDAY & MORTON (1980), il s'agit de dépôts qui n'excèdent pas 50 m car associés à des séquences deltaïques régressives. HARMS (1979), par un raisonnement similaire sur une séquence littorale progradante estime à 5-30 m la profondeur de ces dépôts.

Le litage oblique en mamelons est très rarement associé à des dépôts de marées (CAMPBELL & OAKS, 1973).

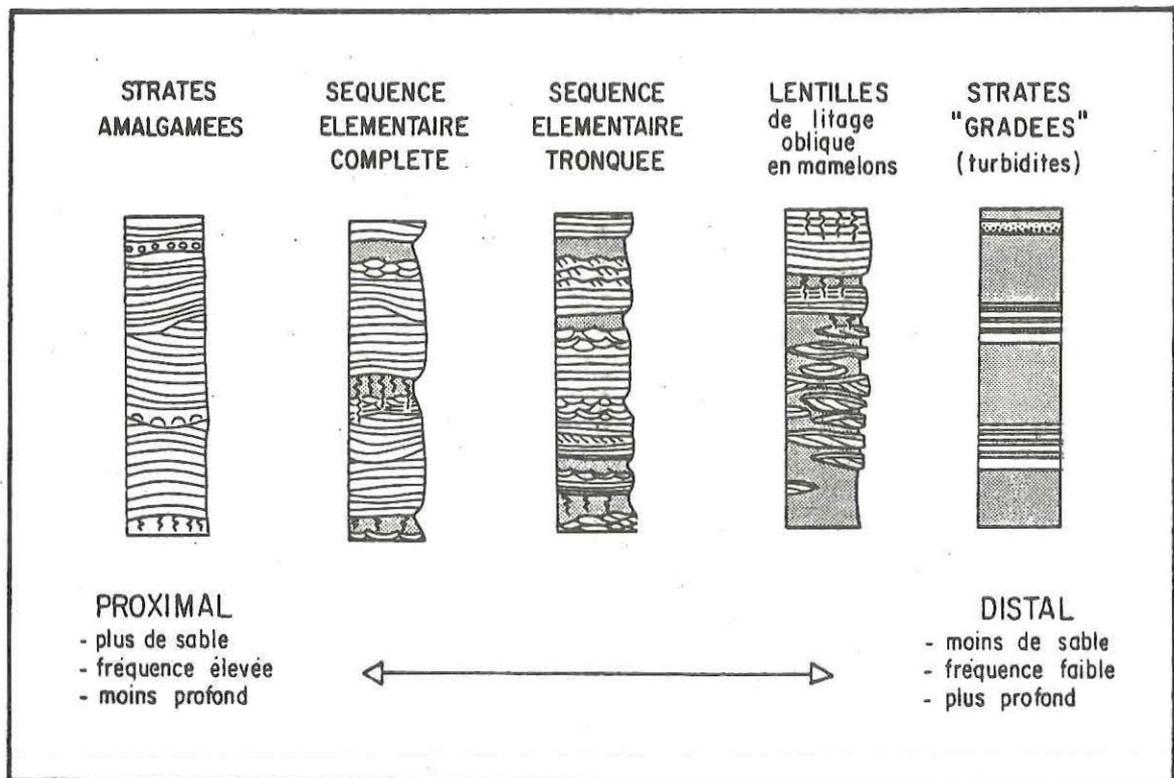
Il s'est déposé au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes jusque dans la zone d'action des vagues permanentes, soit dans l'"offshore" supérieur, la zone de transition, et le "shoreface" inférieur (REINECK & SINGH, 1980 ; BOERSMA & VAN GELDER, 1982 ; BOYLES, 1982). Cependant, l'importance de la bioturbation et du remaniement par les vagues limitent les possibilités de fossilisation du litage oblique en mamelons au-dessus de la zone d'action des vagues permanentes. Mais certains niveaux de lamines parallèles aux limites inférieures et supérieures peu nettes, intercalés dans une masse de litage madré bioturbé (HOWARD, 1972 ; TERWINDT, 1981), pourraient correspondre à de tels dépôts de tempêtes effectués au-dessus de la limite d'action des vagues.

6) Géométrie des corps sédimentaires hectométriques associés au litage oblique en mamelons.

La géométrie des corps sédimentaires associés au litage oblique en mamelons est mal connue.

CANT (1980), BOURGEOIS (1980), DOTT & BOURGEOIS (1982), MOUNT (1983) rangent les différents faciès à litage oblique en mamelons par rapport à la source d'alimentation terrigène (fig. 64) : une strate est d'autant plus proximale qu'elle est épaisse, que l'interstrate est peu puissante, et que le taux d'anastomose des faisceaux de litage oblique en mamelons est élevé. Cependant cette zonation ne correspond pas à des limites bathymétriques bien définies ; pour DOTT & BOURGEOIS (1982), elle dépend du taux d'apport, du pourcentage argile-sable, de la fréquence, de la magnitude et de la durée de la tempête.

SWIFT & RICE (1983) comparant les dépôts de litage oblique en mamelons du Crétacé américain avec le plateau continental actuel est-américain, les assimilent à des *rides d'off-shore non connectées au littoral*.



En 1982, RICE décrit des corps sableux à litage oblique en mamelons situés à 100 km du paléorivage qui constituait la source d'alimentation. Le transport résulterait de la combinaison de 2 processus : une dispersion des sédiments par des courants semi-permanents dont les dépôts seraient remaniés par les tempêtes. Il estime d'autre part à 350 km le transport des sédiments par les tempêtes à partir du rivage.

Le modèle paléogéographique le plus récent concernant ces dépôts est celui de BRECHLEY & NEWALL (1982). Ces auteurs envisagent l'existence de 2 sources d'alimentation interférentes qui engendrent deux types de strates de granulométrie et de classement différents. Les strates silteuses de type (1) mal classées correspondent à des tempêtes faibles ; elles enregistrent les effets de la progradation. Les strates de type (2) se déposent sous l'action de tempêtes violentes en formant des lobes qui ne représentent pas une avancée du "shoreface". Ces auteurs assimilent ces lobes à ceux des courants de retour (rip currents).

7) Hydrodynamique de l'écoulement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons

a) Écoulement unidirectionnel, mixte ou bidirectionnel ?

Trois grands types de modèles hydrodynamiques ont été proposés, fondés sur la coexistence simultanée de 2 faciès différents :

- les strates à litage oblique en mamelons,
- les strates fines granoclassées (fig. 65).

- Processus oscillatoire simple (BOURGEOIS, 1980, 1983 ; HARMS *et al.*, 1975, 1982 ; HARMS, 1979 ; HUNTER & CLIFTON, 1982 ; KREISA, 1981 ; KREISA & BAMBACK, 1982) : toute la strate résulte d'un écoulement bidirectionnel ; la nature des strates fines granoclassées n'est pas abordée.

Fig. 64 : Evolution latérale des différents types de litages obliques en mamelons compris entre les strates amalgamées (proximal) et les strates granoclassées ("graded rhythmites"-distal) (d'après DOTT & BOURGEOIS, 1982).

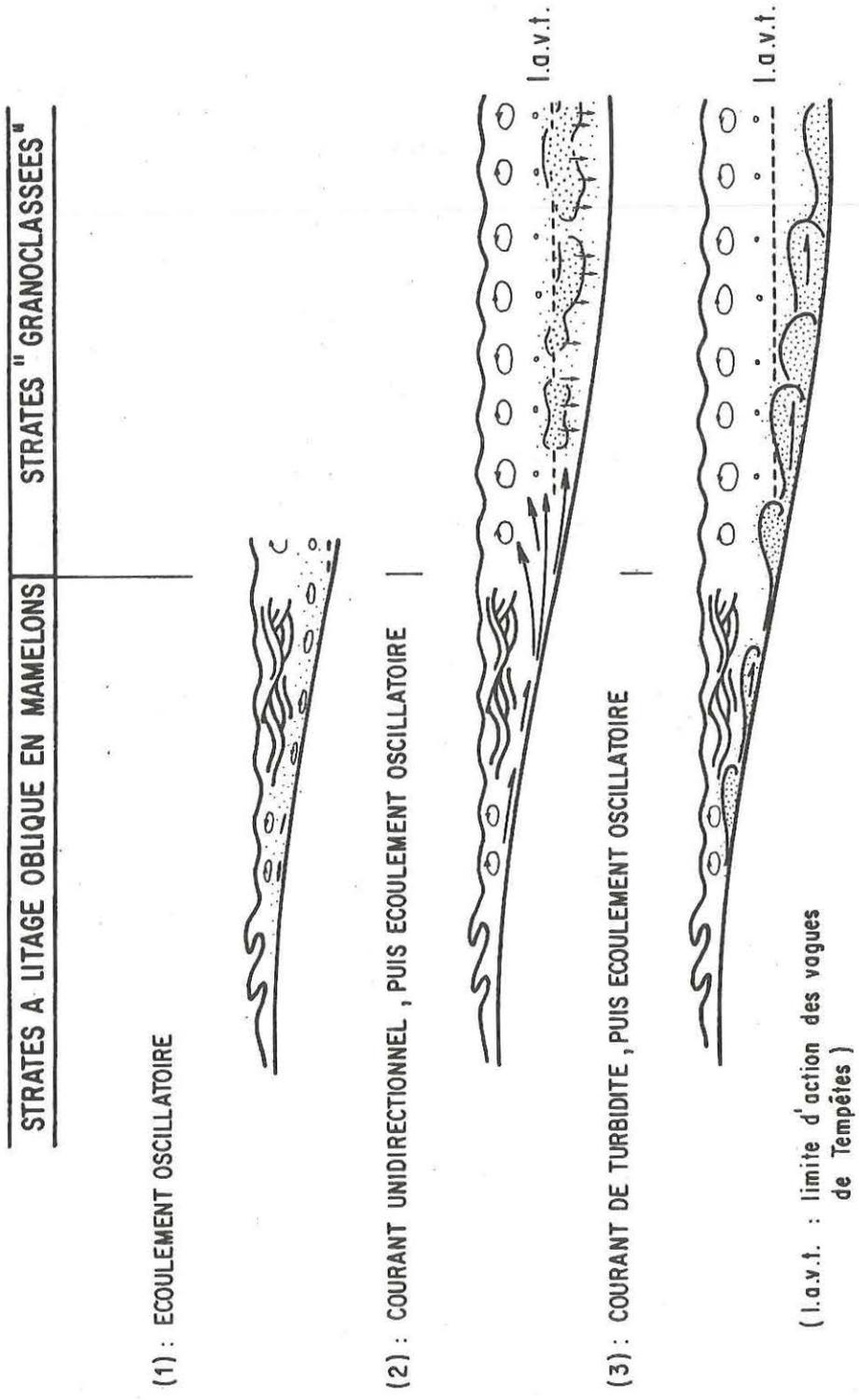


Fig. 65 : Les différents modèles hydrodynamiques proposés pour la genèse du litage oblique en mamelons et des strates fines granoclassées (voir discussion et bibliographie dans le texte).

- Écoulement unidirectionnel en traction suivi d'un processus oscillatoire (BRENCHLEY & NEWALL, 1982 ; BOYLES, 1982 ; DOTT & BOURGEOIS, 1982 ; HOBDAÏ & MORTON, 1980 ; MORTON, 1981 ; MOUNT, 1983) : deux écoulements se succèdent dans le temps, *le premier est un courant de traction, le second est un écoulement oscillatoire* ; les strates granoclassées résultent d'un processus tardif par rapport au deuxième écoulement bidirectionnel, il s'agit d'un dépôt passif à partir d'un nuage de sédiment (BRENCHLEY & NEWALL, 1982 ; GOLDRING & LANGENSTRASSEN, 1979 ; TERWINDT, 1981 ; MOUNT, 1983).

- Courant de turbidité suivi d'un processus oscillatoire (DOTT & BOURGEOIS, 1982 ; HAMBLIN & WALKER, 1979 ; LECKIE & WALKER, 1982 ; PLATZMAN, 1983 ; WALKER, 1979) : les strates à litage oblique en mamelons et celles granoclassées sont cogénétiques ; elles résultent de deux écoulements successifs, *un courant de turbidité suivi d'un écoulement oscillatoire* ; les strates granoclassées sont l'expression latérale, sous la limite d'action des vagues, des courants de turbidité non affectés par l'écoulement oscillatoire .

- Autres mécanismes proposés : MARSAGLIA & KLEIN (1983) ont proposé d'autres processus possibles pour la genèse du litage oblique en mamelons :

- . certains litages obliques en mamelons de milieux littoraux pourraient avoir une *origine éolienne*, Mc KEE (1979) ayant décrit dans les environnements éoliens de telles structures,
- . les fronts de deltas sont fréquemment affectés par des *vagues internes* (WRIGHT & COLEMAN, 1974) qui se forment à l'interface de 2 masses d'eau qui s'écoulent dans des directions différentes d'où des cisaillements et une turbulence élevée ; le litage oblique en mamelons, qui est souvent associé à des sédiments deltaïques, pourrait avoir une telle origine.
- . le litage oblique en mamelons pourrait être le produit de *vagues de Helmholtz* qui se forment au-dessus d'un fluide à turbulence, cisaillement et concentration élevés ; une telle dynamique a déjà été envisagée pour les courants de turbidité à haute concentration (MIDDLETON, 1967).

GOLDRING & LANGENSTRASSEN (1979) ainsi que MOUNT (1983) ont souligné *l'identité de faciès*, et donc de genèse *des strates fines granoclassées avec les niveaux "grades" décrits en Mer du Nord* par REINECK et son équipe (REINECK & SINGH, 1972, notamment).

b) *Interprétation hydrodynamique des différents termes des séquences élémentaires de KREISA (1981) et de DOTT & BOURGEOIS (1982).*

α) la surface basale d'érosion

3 types de figures de base de bancs sont communément décrites :

- . des flute casts (HAMBLIN & WALKER, 1979 ; MOUNT, 1983)
- . des chenaux ("large scours") (BOYLES, 1982 ; HOBDAÏ & MORTON, 1980)
- . des gouttières d'érosion (GOLDRING & AIGNER, 1982 ; KREISA, 1981)

Les deux premiers types d'objets indiquent dans l'état actuel de nos connaissances une mise en place par un écoulement unidirectionnel.

β) Les accumulations de coquilles et d'intraclastes (lumachelles et conglomérats intraformationnels)

- Pour HOBDAV & MORTON (1980) l'orientation des coquilles de gastéropodes est un argument en faveur d'un courant unidirectionnel.
- Pour KREISA (1981) et KREISA & BAMBACK (1982), les coquilles et intraclastes ne sont pas orientés et ne possèdent aucune fabrique ; le terme basal résulterait d'un dépôt rapide à partir d'une suspension et le transport serait faible.
- Pour HUNTER & CLIFTON (1982) qui décrivent des galets de roches volcaniques et pour GOLDRING (GOLDRING & BRIDGES, 1973 ; GOLDRING & AIGNER, 1982) qui décrit des mélanges de faunes importants, le transport est important.

γ) Les lamines planes

Les lamines planes peuvent résulter :

- (1) d'un écoulement unidirectionnel à haute énergie (régime hydrodynamique supérieur, GUY *et al.*, 1966, SIMONS *et al.*, 1965)
- (2) d'un écoulement unidirectionnel à très faible énergie (régime hydrodynamique inférieur, ALLEN, 1968)
- (3) du dépôt d'un nuage de sédiment en suspension à des vitesses inférieures à celles nécessaires pour former des rides (REINECK & SINGH, 1972)
- (4) d'un écoulement bidirectionnel à haute énergie (régime hydrodynamique supérieur) ("sheet flow", CLIFTON, 1976)
- (5) d'un écoulement bidirectionnel à faible énergie (régime hydrodynamique inférieur) ; les lamines planes résultent de la migration de rides de vagues accompagnée d'un taux de sédimentation très faible (NEWTON, 1968 ; HUNTER, 1974 ; CLIFTON, 1976).

Les écoulements de type (3) et (5) sont fréquemment invoqués ; MOUNT (1983) suggère un dépôt par des écoulements de type (1).

λ) les rides et leur litage associé

Les rides sont :

- . soit des rides de vagues à crêtes parallèles,
- . soit des rides linguoïdes de courant (rares, MOUNT, 1983),
- . soit des rides interférentes interprétées pour certaines d'entre elles comme produit de rides de vagues et de rides de courants (MOUNT, 1983).

Il s'agit soit d'un litage ondulé de rides chevauchantes, soit d'un litage entrecroisé de rides de vagues qui traduirait

- . soit une décroissance de l'énergie de l'écoulement bidirectionnel (KREISA, 1981),
- . soit une période intermédiaire entre le dépôt des sédiments par la tempête et le retour au calme (DOTT & BOURGEOIS, 1982),
- . soit l'énergie permanente du milieu (MOUNT, 1983).

λ) les érosions de sommet de strates

Pour GOLDRING & AIGNER (1982), *les surfaces sommitales et basales d'érosion sont de même nature* ; les dépressions érosives de sommet de bancs sont des gouttières à fond plat.

Ces érosions de sommet de strates sont un critère de reconnaissance de ce faciès (GOLDRING & BRIDGES, 1973 ; GUILLOCHEAU, 1980).

II - HYDRODYNAMIQUE DE L'ÉCOULEMENT RESPONSABLE DU DÉPÔT DES ÉPANDAGES

A - RELATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTS OBJETS SÉDIMENTAIRES CONSTITUTIFS DE L'ÉPANDAGE : COHÉRENCE DE L'ÉCOULEMENT

1) Apport des mesures d'orientation (fig. 66)

Les mesures d'orientation ont porté sur :

- . les sphéroïdes,
- . les clastes des conglomérats intraformationnels,
- . les gouttières et cannelures d'érosion,
- . les rides,
- . les dômes directionnels
- . les "miches carbonatées".

Ces objets se regroupent en deux superclasses d'orientation qui, à l'exception des cannelures et gouttières d'érosion, se répartissent en 7 classes d'orientation.

Des objets d'orientations différentes sont fréquents sur une même surface de banc, contemporaine d'un même événement. Les 7 classes d'orientation ne résultent donc pas d'écoulements successifs de directions différentes, mais d'écoulements qui se subdivisent en "composantes élémentaires" orientées selon ces 7 directions.

C'est donc un écoulement ayant des caractéristiques hydrodynamiques identiques qui est responsable de la mise en place des objets orientés selon les superclasses A et B.

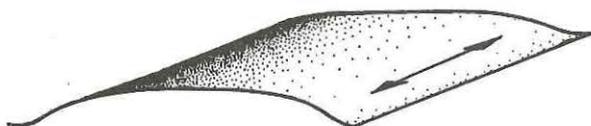
La géométrie relative des objets sédimentaires par rapport aux "composantes élémentaires" de l'écoulement (fig. 66) / établies à partir des rides interférentes cogénétiques, peut être reconnue en se fondant sur les limites des 7 classes d'orientation (fig. 41 et 44) :



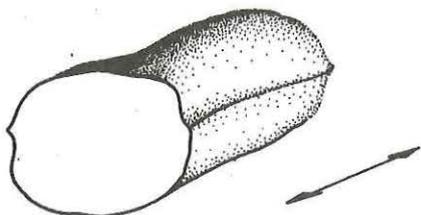
DIRECTION DE L'ECOULEMENT ELEMENTAIRE



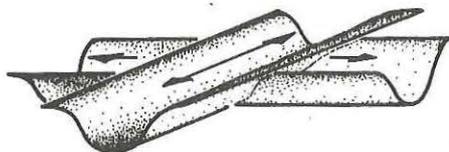
RIDES



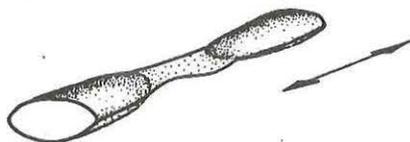
DOMES DIRECTIONNELS



MICHES CARBONATEES



GOUTTIERES D'EROSION



SPHEROIDES



CLASTES DES CONGLOMERATS INTRAFORMATIONNELS

. *les rides, les dômes directionnels et les miches carbonatées sont transverses à l'écoulement,*

. *les gouttières et les cannelures d'érosion sont cogénétiques des rides (chapitre II) ; elles sont soit parallèles soit transverses à l'écoulement,*

. *le grand axe des sphéroïdes in situ et celui des clastes des conglomérats intraformationnels est orthogonal à l'écoulement.*

2) *Identité morphologique des objets sédimentaires*

a) *les "figures de base de bancs"*

Les figures de base de bancs sont de 2 types extrêmes :

* *les dépressions circulaires ou ellipsoïdales métriques (figures plates d'affouillement, "sillons" à conglomérats intraformationnels et probablement certains sillons grésocalcaireux).*

* *les gouttières rectilignes, sinueuses ou en auge (stratofaciès A et B, sphéroïdes).*

Les sillons grésocalcaireux passent latéralement aux sphéroïdes grésocalcaireux dont l'organisation est identique, à l'échelle centimétrique, à celle des "miches carbonatées". Ces deux observations suggèrent l'existence de tous les intermédiaires entre les 2 types de figures de bases de bancs pour des strates appartenant à la famille grésocalcaireuse. A un réseau de gouttières centimétriques sinueuses ou en auge (sphéroïdes grésocalcaireux) succède un réseau de sillons métriques sinueux ou en auge (dépressions ellipsoïdales, chenaux grésocalcaireux, et miches carbonatées). Les auges centimétriques à décimétriques seraient donc à rapprocher des dépressions ellipsoïdales métriques. Les premières étant associées dans un même niveau à un réseau de gouttières divagantes de petite taille et les secondes à des dépressions circulaires, il semble donc possible de conclure que c'est le même type d'écoulement qui est responsable du creusement des dômes et des gouttières divagantes de petite taille.

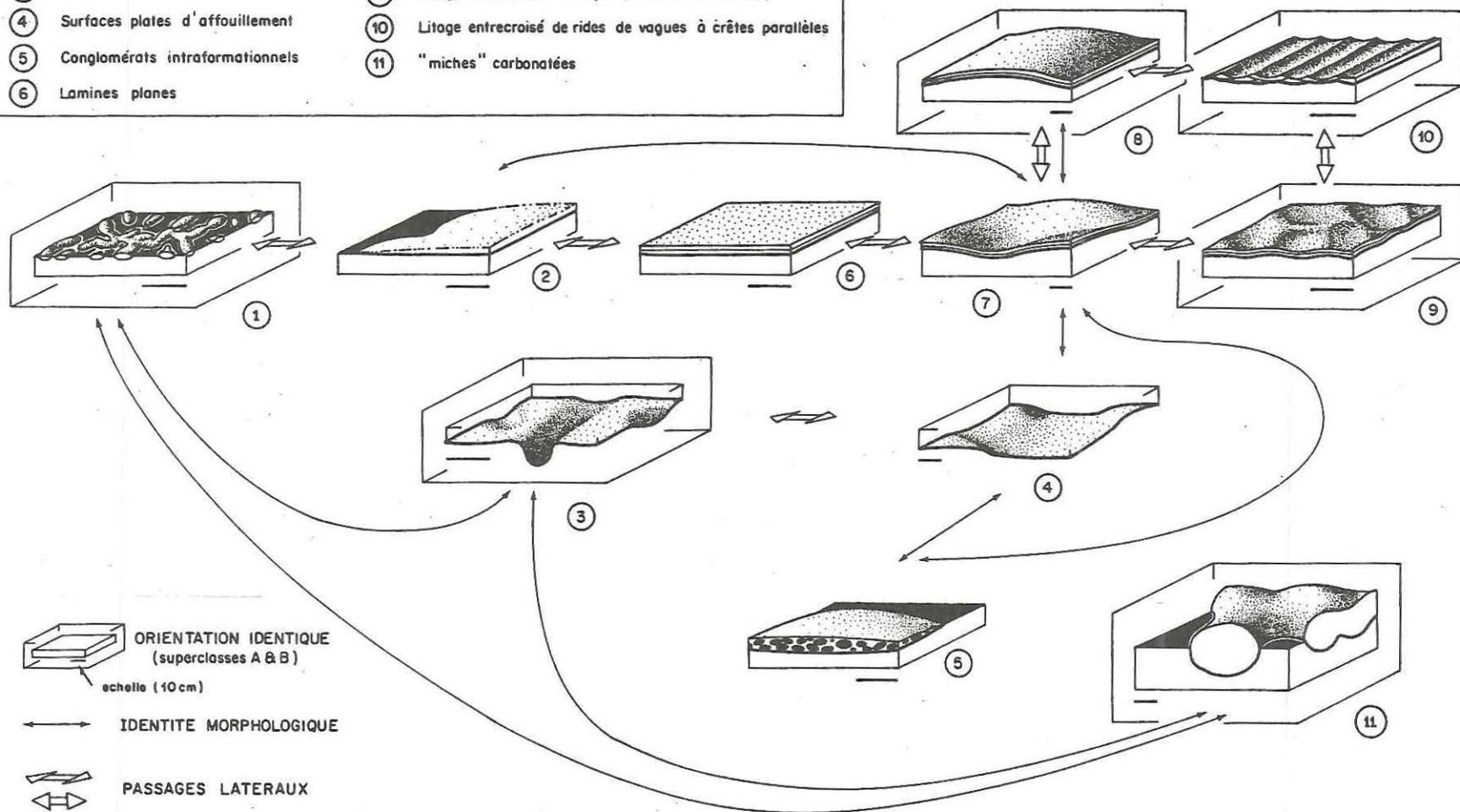
b) *les surfaces en dômes - relation avec les rides interférentes et les dépressions circulaires de base de bancs.*

Les surfaces à dômes métriques se rencontrent à l'intérieur et au sommet des strates des stratofaciès A et B. *Les dômes semblent résulter du même type d'écoulement que celui qui forme les rides d'interférences* comme le suggèrent les faits suivants :

- Les dômes du stratofaciès Aa sont moulés par des rides dont les directions de crêtes se rangent dans les 7 classes d'orientation.

Fig. 66 ; Orientation relative de différents objets cogénétiques constitutifs des épandages, par rapport aux "composantes élémentaires" de l'écoulement.

- | | |
|---------------------------------------|---|
| ① Sphéroïdes | ⑦ Litage ondulé métrique (dômes) |
| ② Strates très fines (Stratofaciès B) | ⑧ Litage ondulé métrique (dômes directionnels) |
| ③ Gouttières d'érosion | ⑨ Litage ondulé décimétrique (rides interférentes) |
| ④ Surfaces plates d'affouillement | ⑩ Litage entrecroisé de rides de vagues à crêtes parallèles |
| ⑤ Conglomérats intraformationnels | ⑪ "miches" carbonatées |
| ⑥ Lamines planes | |



- Les dômes directionnels du stratofaciès Aa s'ordonnent selon ces 7 mêmes classes d'orientation.
- Les faisceaux ondulés métriques associés aux dômes passent latéralement à des faisceaux ondulés décimétriques associés à des rides interférentes.
- Les rides de vagues à crêtes parallèles, qui se développent en aval des dômes, se rangent dans les 7 classes d'orientation.

Les surfaces en dômes évoquent les surfaces érosives de base de bancs à dépressions circulaires (figures plates d'affouillement du stratofaciès Aa, et "sillons" à conglomérats intraformationnels). Leur taille est identique ; toutes deux peuvent présenter des formes plus ou moins ellipsoïdales.

Les strates constituées uniquement de conglomérats intraformationnels présentent à leur base des dépressions circulaires et à leur sommet des dômes en tous points ("longueur d'onde", hauteur, convexité) comparables à ceux des stratofaciès A et B.

Les dômes du stratofaciès A et B, les dômes des conglomérats intraformationnels ainsi que les dépressions circulaires des figures plates d'affouillement et des "sillons" à conglomérats intraformationnels résulteraient donc d'écoulements aux caractéristiques hydrodynamiques identiques.

3) Les passages latéraux

Les objets sédimentaires peuvent passer latéralement les uns aux autres à l'intérieur d'un même faisceau élémentaire. Ce sont :

- pour le litage :
 - . les lamines "granoclassées" du stratofaciès B,
 - . les lamines planes horizontales des stratofaciès A & B,
 - . les lamines ondulées métriques (dômes) des stratofaciès A & B,
 - . les lamines ondulées décimétriques (rides interférentes) du stratofaciès A,
 - . les lamines entrecroisées de rides "trochoïdales" de vagues du stratofaciès A.
- pour les figures de base de bancs :
 - . les gouttières d'érosion,
 - . les figures plates d'affouillement.

Ces objets passant fréquemment rapidement les uns aux autres (quelques décimètres à quelques mètres), *ils résultent donc d'écoulements aux caractéristiques hydrodynamiques identiques.*

4) Discussion (fig. 67)

L'étude morphologique et la disposition spatiale des objets sédimentaires prouvent qu'ils résultent d'écoulements identiques. L'hydrodynamique des épandages peut donc être connue à partir d'un des objets constitutifs, les rides associées par exemple.

Fig. 67 : Cohérence hydrodynamique des épandages : relations morphologiques et spatiales entre les différents objets constitutifs.

LES RIDES DE FONDS "A GRAINS ROULANTS" ("rolling grain ripples")

- . définies par BAGNOLD (1946),
- . *synonymes* : formes solitaires (INMAN, 1957), "rides" (CARSTENS *et al.*, 1969), rides anorbitales p.p. (CLIFTON, 1976),
- . *longueur d'onde* : < 10 cm,
- . *indice de ride* : > 16,5 (calculé d'après SLEATH, 1976),
- . *profil* : rides symétriques à profil trochoïdal, le creux est prépondérant dans la constitution du profil,
- . *géométrie des rides* : rides à crêtes parallèles,
- . *hydrodynamique* : il s'agit d'un type de rides instables qui à vitesse maximale (U_m) croissante passe aux rides "à vortex". Selon la taille du grain moyen du sédiment, la période (T) et la vitesse maximale (U_m) varient. Le mode de transport s'effectue en traction.

LES RIDES DE FONDS "A VORTEX" (vortex ripples)

- . définies par BAGNOLD (1946),
- . *synonymes* : formes trochoïdales (INMAN, 1957), "dunes" (CARSTENS *et al.*, 1969) rides orbitales (CLIFTON, 1976),
- . *longueur d'onde* : 3 cm à 1 m,
- . *indice de ride* : 4,5 à 8 (BAGNOLD, 1946 ; SLEATH *in* P.A. ALLEN, 1981),
- . *profil* : rides symétriques à profil trochoïdal, le creux et la crête ont la même importance dans la constitution du profil de la ride,
- . *géométrie des rides* : rides bi ou tri-dimensionnelles selon l'énergie,
- . *hydrodynamique* : durant chaque demi-cycle de déplacement d'eau, un tourbillon se développe sur le flanc amont des rides, d'où leur dénomination. La vitesse maximale (U_m) est élevée, mais insuffisante pour passer aux lamines planes. Le mode de transport s'effectue en traction ou en suspension près du fond.

LES RIDES DE FONDS "A POST-VORTEX" (post vortex ripples)

- . définies par DINGLER (1974),
- . *synonymes* : rides anorbitales p.p. (CLIFTON, 1976) ; ces rides ayant été reconnues récemment, elles correspondent à certaines "rides à grains roulants" définies par BAGNOLD (1946) dont elles ont la morphologie ; quelques unes des formes solitaires de INMAN (1957) pourraient leur être assimilées,
- . *longueur d'onde* : 7 à 80 cm (DINGLER, 1974),
- . *indice de rides* : > 15 mais plus fréquemment 50-100,
- . *profil* : rides sinusoïdales,
- . *géométrie des rides* : rides bi ou tridimensionnelles,
- . *hydrodynamique* : elles succèdent à vitesse maximale croissante aux rides "à vortex" et passent aux lamines parallèles. Elles peuvent être considérées (HARMS *et al.*, 1982) comme des rides "à grains roulants" dont le transport des particules serait particulièrement rapide. La vitesse moyenne (U_m) est élevée. Le mode de transport s'effectue en traction ou en suspension près du fond.

Tab. 6 : Caractéristiques des rides d'oscillation à "grains roulants", à "vortex", et à "post-vortex" (d'après HARMS *et al.*, 1982).

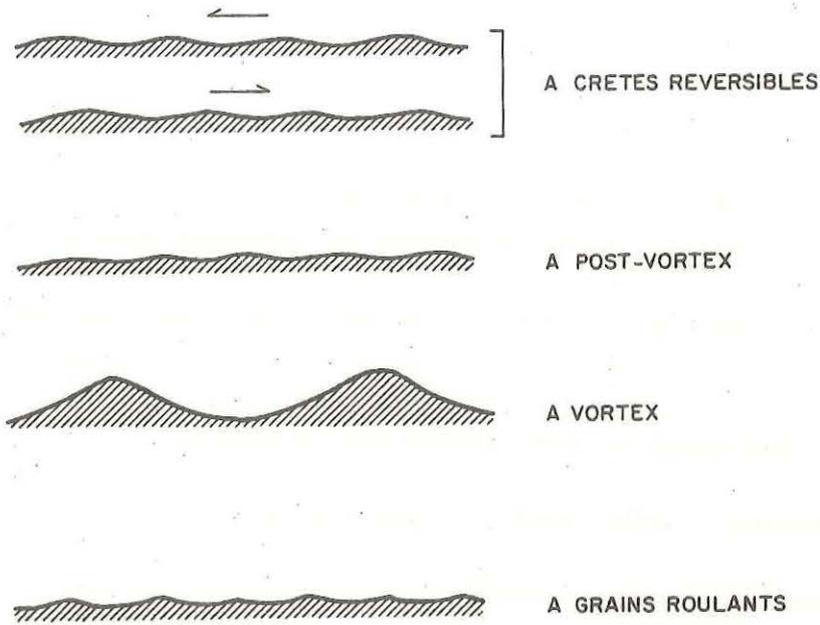


Fig. 68 : Profil, dans un plan parallèle à la direction de l'écoulement, des rides d'oscillation à "grains roulants" à "vortex", à "post-vortex" et à "crêtes réversibles" (d'après HARMS *et al.*, 1982).

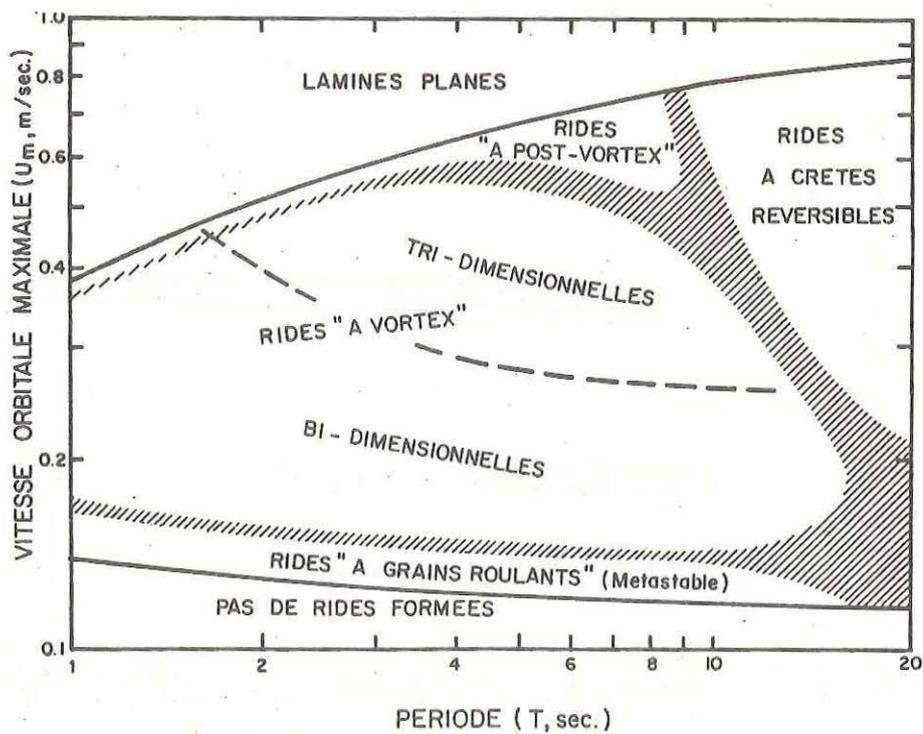


Fig. 69 : Répartition des différents types de rides d'oscillation selon la vitesse orbitale maximale (U_m , m/sec.) et la période (T , sec.) pour des particules de 0.15 à 0.21 mm. (d'après HARMS *et al.*, 1982).

B - NATURE DE L'ÉCOULEMENT RESPONSABLE DU DÉPÔT DES ÉPANDAGES : ÉCOULEMENT UNI- OU BIDIRECTIONNEL

1) Nature des rides

Deux points seront discutés pour chaque type de rides :

- la nature uni- ou bidirectionnelle de l'écoulement associé,
- le type de rides d'oscillation, s'il s'agit d'écoulements bidirectionnels ;

la classification utilisée est celle de HARMS *et al.* (1982), (fig. 68 et 69). Le tableau 6 résume les caractéristiques de 3 d'entre elles ; en effet les rides à crêtes réversibles et les rides asymétriques transitoires, à profils dissymétriques, ne peuvent correspondre aux rides décrites dans ce travail.

a) Les rides "trochoïdales" à crêtes parallèles (type 4 - p.53)

α) Nature de l'écoulement associé

Il s'agit de rides de vagues comme le prouvent :

- le litage associé qui a toutes les caractéristiques du litage oblique de rides de vagues (NEWTON, 1968 ; BOERSMA, 1970 ; de RAAF *et al.*, 1977 ; REINECK & SINGH, 1980),
- l'indice de symétrie (RSI) qui varie entre 1 et 1.5 (fig. 70),
- le profil des rides ; les flancs amont et aval sont concaves, ce qui pour LENOTRE (1977) est caractéristique des rides de vagues.

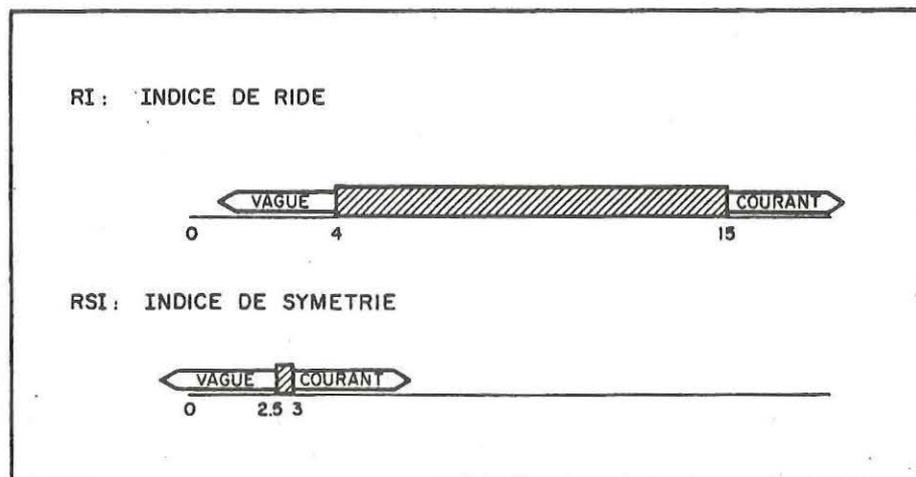


Fig. 70 : Critères de distinction entre rides de vagues et rides de courants selon les indices de ride (RI) et de symétrie (RSI) (d'après BOERSMA, 1970 *in* REINECK & SINGH, 1980) ; ces critères ne tiennent compte ni des rides de courants symétriques chevauchantes en phase (type S de ALLEN, 1973) ni des rides de vagues "à post-vortex" qui assurent la transition avec les lamines planes en régime oscillatoire.

β) Type de rides d'oscillation (tab. 6, fig. 68, 69)

Ce type de ride est intermédiaire entre les 3 catégories du tableau 6.

Cependant, par leur profil et par leur indice (RI), les rides de type (4) sont plus proches des rides "à grains roulants".

b) Les rides interférentes cogénétiques (type 1, 2 et 3 - p.51)

α) Nature de l'écoulement associé

Il s'agit :

- (1) de rides à indice de symétrie proche de 1,
- (2) de rides aux flancs amont et aval souvent convexes,
- (3) en coupe, d'un litage de rides chevauchantes en phase,
- (4) dans le plan de stratification, de rides interférentes cogénétiques.

Les caractéristiques (1) et (3) ne permettent pas de conclure quant à la nature des rides.

Les rides "sinusoïdales" chevauchantes en phase ont été observées aussi bien dans des milieux où les courants sont prépondérants (dunes éoliennes : HUNTER, 1977, RUBIN & HUNTER, 1982 ; deltas sous lacustres : JOPLING & WALKER, 1968 ; turbidites : WALKER, 1969) que dans des environnements soumis à l'action des vagues (GILBERT, 1899 ; HARMS, 1979 ; BLOOS, 1976 ; KREISA, 1981 ; DURINGER, 1982 ; ALLEN, 1982 ; HARMS *et al.*, 1982). De plus elles ont été reproduites en canaux hydrauliques par des écoulements unidirectionnels (Mc KEE, 1965 ; ALLEN, 1970, 1971 ; SRODON, 1974 ; ASHLEY *et al.*, 1982...).

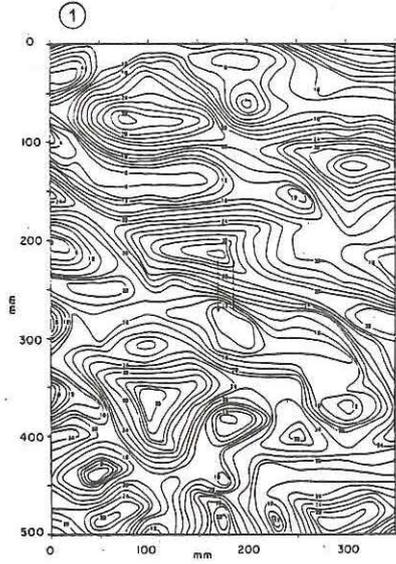
Les profils de rides (3) plaideraient plutôt en faveur d'un écoulement unidirectionnel (LENOTRE, 1977).

Cependant, un réseau de rides interférentes cogénétiques, le plus souvent polygonales et se répartissant selon au moins 4 directions de crêtes (4), ne peut être expliqué par un écoulement unidirectionnel.

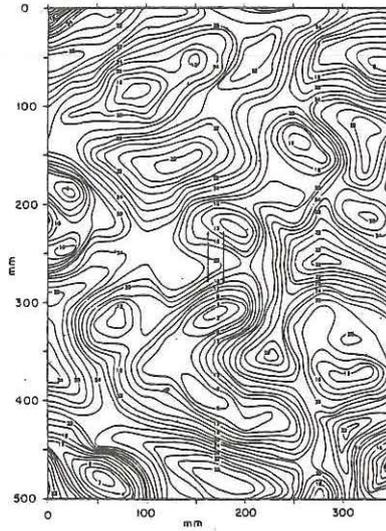
Les rides interférentes cogénétiques, déjà signalées dans d'autres environnements anciens (ROBERTS, 1974 ; DURINGER, 1982 ; SEILACHER, 1982) sont comparables aux rides tridimensionnelles, attribuées à des rides de vagues sur la foi d'études expérimentales et théoriques (CARSTENS *et al.*, 1969 ; HARMS *et al.*, 1982) et par l'examen des milieux actuels (MANOHAR, 1955, INMAN, 1957 ; CLIFTON *et al.*, 1971 ; MACHIDA *et al.*, 1974) (fig. 71).

Les rides interférentes cogénétiques (type (1), (2) et (3) sont donc associées à un écoulement oscillatoire dû à des vagues, malgré un profil sinusoïdal. De telles rides de vagues ont été décrites récemment par HARMS *et al.* (1982).

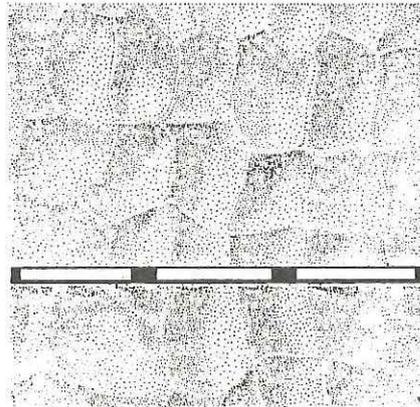
A



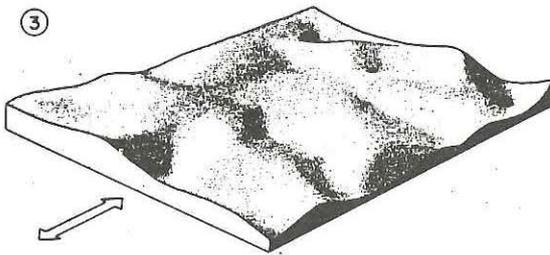
②



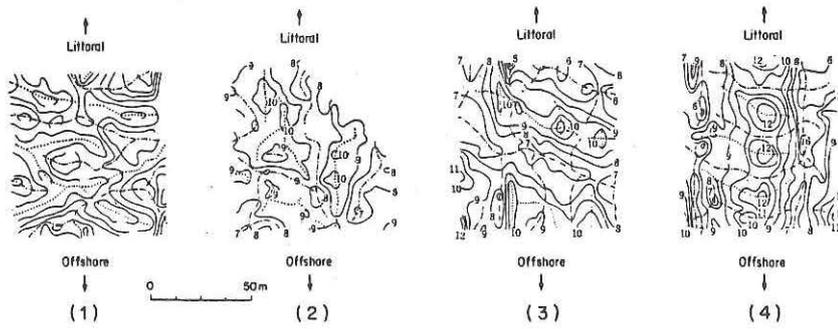
B



③



C



β) Type de rides d'oscillation (tab. 6, fig. 68 et 69)

. Les rides interférentes cogénétiques de type (1) et (2)

Il s'agit vraisemblablement de rides "à post-vortex" comme le prouvent :

- * l'indice de ride (RI) supérieur à 1
- * le passage latéral des rides à des lamines planes horizontales
- * le litage ondulé de rides chevauchantes en phase, associé aux rides, qui indique un dépôt par suspension à partir d'un nuage de sédiment proche du fond.

Cependant les rides de type (1), par leur profil sinusoïdal, sont sans doute plus proches des rides à "post-vortex" que les rides de type (2), dont le creux domine dans la constitution du profil.

. Les rides interférentes cogénétiques de type (3)

Ce type de rides, proche des rides de type (4), est intermédiaire entre les 3 catégories du tableau 6. Cependant, par leur profil sinusoïdal, par leur longueur d'onde et par leur hauteur, les rides de type (3) se rapprochent des rides "à vortex". Elles sont *intermédiaires entre ces dernières et les rides "à post-vortex"*.

2) *Les indices d'écoulements unidirectionnels*

Les indices d'écoulements unidirectionnels sont :

- des rides de courants (stratofaciès A et B),
- une *fabrique oblique dans les conglomérats intraformationnels*.

Si les rides de courants du stratofaciès A correspondent à un écoulement unidirectionnel issu de la différenciation d'un écoulement oscillatoire le long d'une pente protégée, les rides de courant du stratofaciès B et la *fabrique oblique* des conglomérats intraformationnels résultent bien d'un écoulement unidirectionnel.

3) *Discussion*

L'hydrodynamique des épandages pouvant être ramené à celui des rides associées, *le dépôt des épandages résulte donc d'un écoulement à dominante oscillatoire*.

L'absence de linéation de délit conforte ce résultat.

Les niveaux gradés du stratofaciès B, interprétés en terme de turbidites par WALKER (1979) ou encore en terme de dépôts à partir d'une suspension par MORTON (1981), sont ici rapportés à un écoulement bidirectionnel comme le suggèrent leurs associations avec :

- . des rides de vagues,
- . le litage oblique en mamelon.

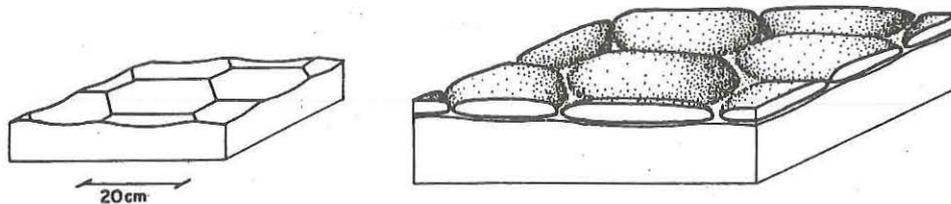
Fig. 71 : Quelques exemples de rides interférentes cogénétiques (ou tri-dimensionnelles) de vagues produites expérimentalement ou décrites dans des milieux marins actuels :

A - objets réalisés en canaux hydrauliques (CARSTENS *et al.*, 1969) : (1) : D=0.19mm, T=3.55s, H=36.5cm (d'après CARSTENS *et al.*, 1969), (2) : D=0.19mm, T=3.55s, H=47.5cm (d'après CARSTENS *et al.*, 1969), (3) : D=0.19mm, T=3.55s, H=61.5cm, Um=0.56m/s (d'après HARMS *et al.*, 1982).

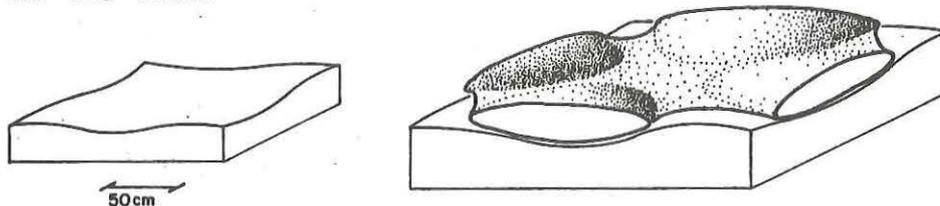
B - La Jolla (Californie) -17m de profondeur (d'après INMAN, 1957) ; D=0.103mm, λ=0.95m, h=16cm, les subdivisions de l'échelle sont de 16cm / C- Baie de Tatado (péninsule d'Izu, Japon), 1.5 à 3.5m de profondeur (d'après MACHIDA *et al.*, 1974).

REPONSE SUR SUBSTRAT SABLEUX

CAS DES RIDES INTERFERENTES

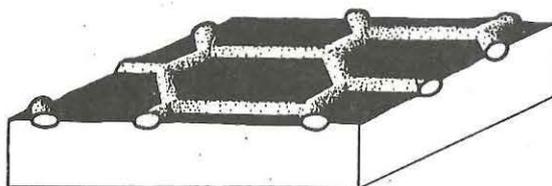


CAS DES DOMES



REPONSE SUR SUBSTRAT ARGILEUX

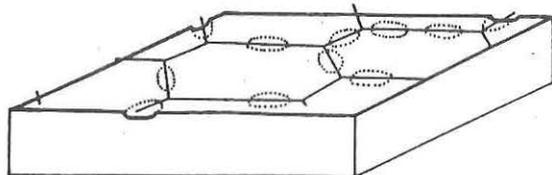
CAS DES SPHEROIDES JOINTIFS



Réseau polygonal continu de cellules cylindriques planes à courant hélicoïdal



CAS DES SPHEROIDES ISOLES



Réseau polygonal discontinu de cellules cylindriques ondulées à courant hélicoïdal



Fig. 72 : Mécanisme de dépôt des épandages (voir explications dans le texte); le réseau polygonal de cellules cylindriques (cas des sphéroides) est la réponse sur substrat argileux des processus responsables des rides interférentes polygonales cogénétiques.

C - LE MECANISME DE DEPOT DES EPANDAGES (FIG. 72)

Le mode de formation des différents objets sédimentaires, constitutifs des épandages et dus à des écoulements oscillatoires, est envisagé structure par structure.

1) Les rides interférentes cogénétiques

Ce sont des rides à "vortex" et à "post-vortex" cogénétiques "moulées" par la même lamine et chevauchantes en phase. Seules des cellules de fluide très plates, de forme polygonale et coalescentes, peuvent former de tels objets (fig. 72).

2) Les surfaces planes horizontales et les dômes métriques

Les dômes pourraient résulter d'un mécanisme similaire à celui des rides interférentes. Les dépressions séparant les dômes correspondraient à des creusements puis à des remplissages par des cellules de fluides de grande taille plus ou moins plates. Ces cellules seraient moins bien organisées et plus ou moins anastomosées, d'où une topographie irrégulière des dômes (fig. 72).

Les lames planes seraient l'équivalent des lames parallèles d'écoulements laminaires ("sheet flow") en régime oscillatoire, connus par des études expérimentales et théoriques (CLIFTON, 1976).

3) Les figures en gouttières (gouttières d'érosion, base des sphéroïdes)

Ces figures sont attribuées à des courants unidirectionnels (BRIDGES, 1972 ; WHITAKER, 1973, AIGNER & FUTTERER, 1978 ; BIRKEN MAJER, 1979, GREENSMITH *et al.*, 1980) d'après les mesures d'orientation qui indiquent une seule direction.

Les études de BRIDGES (1972) réalisées sur des gouttières d'érosion siluriennes et celles de FLOOD (1980, 1982) effectuées sur des sillons actuels de petite taille comparables aux gouttières concluent à une mise en place des objets par des courants hélicoïdaux. Des travaux théoriques (HARMS *et al.*, 1982) ainsi que des observations réalisées sur des sédiments de plate-forme actuel (KARL, 1980 ; DYER, 1982) ont montré que de tels courants hélicoïdaux pourraient dériver d'écoulements oscillatoires plus ou moins perturbés par des écoulements unidirectionnels.

CAVALERI & STEPHANON (1980) décrivent des sillons de matériel grossier en Mer Adriatique, qu'ils attribuent à des vagues.

Certaines gouttières pourraient donc résulter d'écoulements oscillatoires.

Le mécanisme proposé pour la formation des gouttières est fondé sur ces résultats bibliographiques ainsi que sur le caractère cogénétique de ces figures avec les rides interférentes.

- Les gouttières seraient creusées par des cellules cylindriques transverses à l'écoulement oscillatoire ; ces cellules seraient produites par un courant hélicoïdal.

- Les gouttières en auge isolées ou les gouttières rectilignes fermées et orientées selon 2 superclasses orthogonales, correspondraient à un réseau incomplet de gouttières jointives disposées en polygones.
- Les réseaux de gouttières jointives disposées en polygone résulteraient de cellules cylindriques à courant hélicoïdal.

4) Les conglomérats intraformationnels

Les clastes des conglomérats intraformationnels sont disposés en bandes orientées selon les directions des crêtes des rides interférentes. De plus, les bandes sont régulièrement espacées.

La disposition des clastes résulterait d'un *écoulement en cellules polygonales similaire à celui* qui a formé les *rides interférentes*, tandis que la surface sommitale convexe plus ou moins ellipsoïdale aurait une origine identique à celle des dômes.

D - LE MODE DE TRANSPORT

1) Traction ou suspension ?

Les faisceaux élémentaires qui constituent les différents objets sédimentaires des épandages, sont formés en 2 temps :

- une phase d'érosion responsable de la surface basale du faisceau,
- une phase de dépôt responsable de la mise en place des lamines non sécantes, des coquilles ou des sphéroïdes remaniés.

Les lamines non sécantes sont soit planes soit ondulées et passent latéralement les unes aux autres et notamment aux lamines ondulées décimétriques (fig. 16 et 67). Ces dernières ont été assimilées à un litage de rides chevauchantes en phase qui indiquent un *dépôt à partir d'une charge sédimentaire en suspension*. Il s'agit donc d'une *aggradation* (ALLEN, 1970, 1971 et 1982 ; SRQDON, 1974 ; STANLEY, 1974 ; HUNTER, 1977 ; ASHLEY *et al.*, 1982 ; HARMS *et al.*, 1982). Les lamines planes et ondulées métriques (dômes), passant latéralement à ce litage de rides chevauchantes en phase, résultent aussi d'un dépôt par aggradation.

Dans de rares cas, la présence de coquilles brisées dans certaines lumachelles plaide en faveur d'un dépôt par traction. Ceci est confirmé au niveau C 14b par la fabrique oblique du conglomérat intraformationnel.

2) Le taux de sédimentation

Le taux de sédimentation peut être estimé à partir du litage ondulé de rides chevauchantes. ALLEN (1971) démontre que la disposition géométrique des rides chevauchantes dépend :

- . de la hauteur des rides,
- . du taux de sédimentation (suspension et traction)

La relation est la suivante :

$$R_* = K \frac{\tan \zeta D_*^{3/2}}{H} \quad (1)$$

avec R_* : taux de dépôt ($g \times cm^{-2} \times s^{-1}$)
 K : constante ($K = 51$)
 ζ : angle de chevauchement (degrés)
 D_* : taille moyenne du sédiment (cm)
 H : hauteur des rides (cm)

Le taux de dépôt a été calculé pour un angle de chevauchement de 85° pour une taille moyenne de sédiment comprise entre 0.1 et 0.15 mm pour une hauteur de rides variant entre 0.6 et 1.2 cm. Les valeurs du taux de dépôt oscillent entre 0.9 et $0.97 g \times cm^{-2} \times s^{-1}$, soit encore, pour une masse volumique du sédiment de $1.6 g \times cm^{-3}$, entre 1.45 et $1.55 cm \times s^{-1}$.

Si la relation (1) s'applique à des rides chevauchantes interférentes polygonales cogénétiques, sachant que des faisceaux de rides chevauchantes passent latéralement aux faisceaux de lamines planes ou ondulées métriques et que leur épaisseur excède rarement 5 à 10 cm, le dépôt de faisceaux élémentaires constitués de lamines serait instantané (quelques secondes).

3) Importance du transport

En l'absence de constituants pétrographiques caractéristiques d'une source d'alimentation, l'importance du transport ne peut être discutée qu'à partir de données granulométriques.

Le conglomérat intraformationnel du niveau C 14a a fait l'objet d'une étude granulométrique globale, ainsi que d'une étude granulométrique pour chaque superclasse d'orientation des clastes définie précédemment.

La méthode d'analyse granulométrique utilisée est celle de RIVIERE (1977) développée par BALTZER (1980), HOFFERT *et al.* (1983), PIMMEL (thèse de 3^e cycle en cours).

Il s'agit (fig. 73) d'un faciès hyperbolique constitué de 2 fractions logarithmiques juxtaposées. Le transport a donc été peu important (faciès hyperbolique), mais les deux fractions qui se sont différenciées résultent de charges sédimentaires déposées par un écoulement à l'équilibre (faciès logarithmiques), ce qui est analogue aux résultats obtenus à partir de la texture des lamines. La limite dimensionnelle entre les 2 fractions est 5 cm.

Le caractère peu important du transport est confirmé par :

- le passage latéral de certaines lentilles de conglomérats intraformationnels à des lits de sphéroïdes simplement basculés *in situ*,
- l'identité morphologique (taille) et pétrographique des sphéroïdes des conglomérats intraformationnels avec les sphéroïdes autochtones des niveaux sous-jacents.

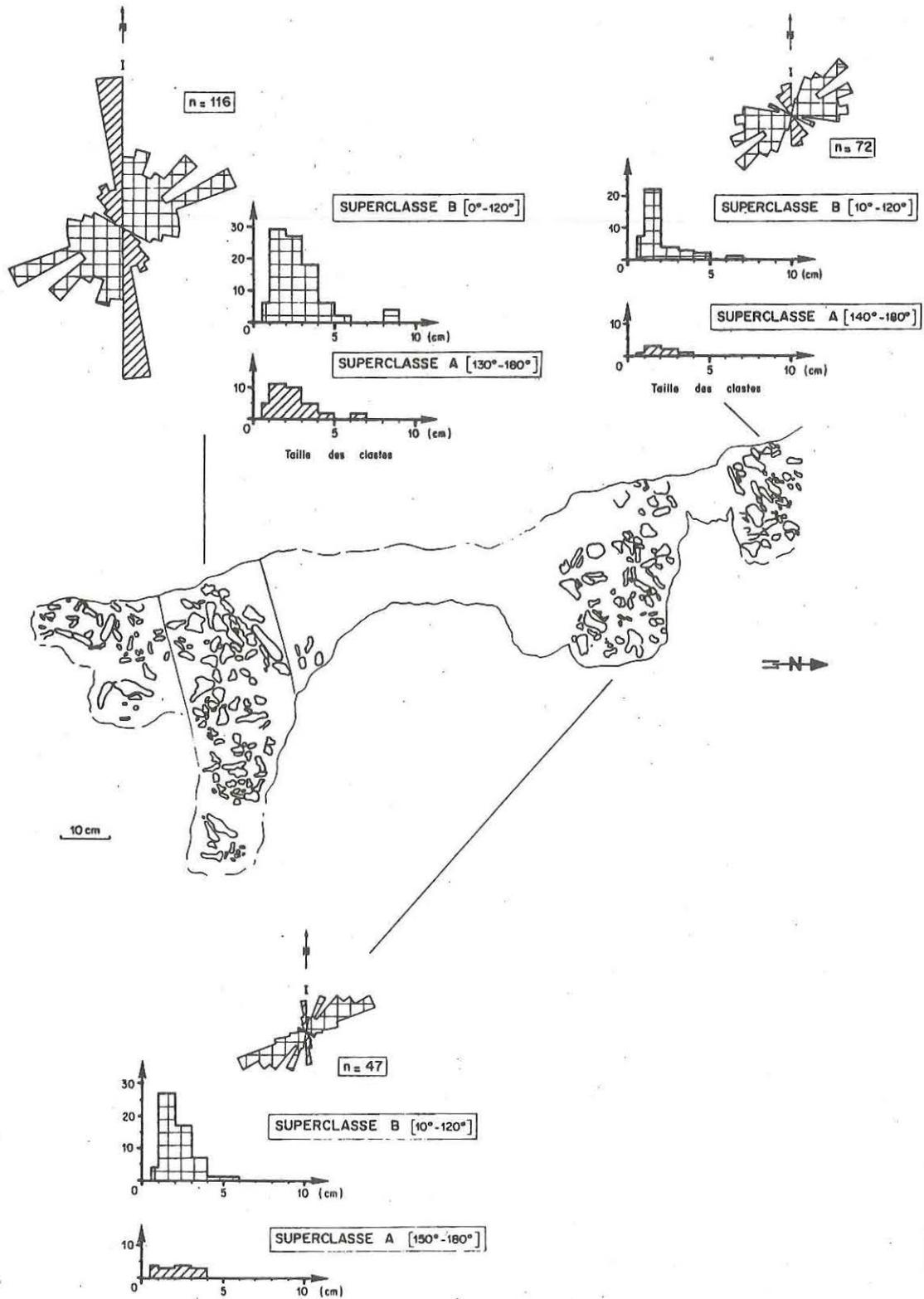


Fig. 74 : Distributions de la taille des clastes (grand axe) du conglomérat intraformationnel C 14a en fonction des superclasses d'orientation.

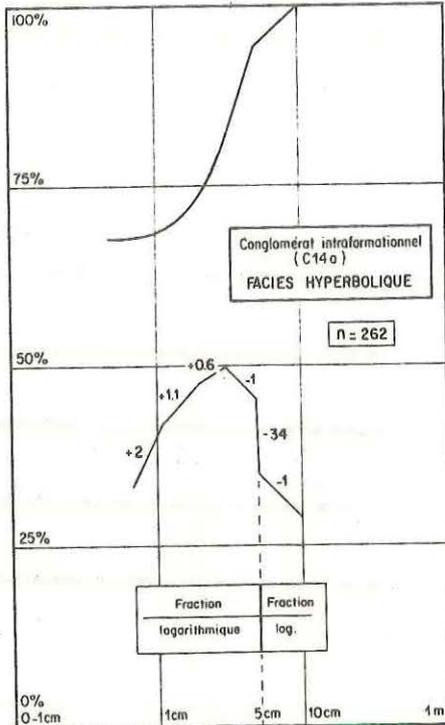


Fig. 73 :

Courbe granulométrique cumulative semi-logarithmique, courbe segmentaire et indices segmentaires partiels pour le conglomérat intraformationnel du niveau C14a.

L'étude granulométrique comparée des clastes des superclasses A (130° - 10°), la moins abondante, et B (15° - 100°) (fig. 74) indique un mode de transport différent selon la superclasse considérée. La superclasse B est bien classée, c'est la fraction "fine" qui domine tandis que la superclasse A est mal classée. Il semblerait donc que les deux fractions logarithmiques correspondent à deux populations granulométriques déposées par des "écoulements élémentaires" de directions différentes. Les cellules de fluide, évoquées précédemment comme processus de dépôt, seraient donc anisotropes et de capacité de transport différente selon la direction considérée.

- 4) La texture de l'association lamine-interlamine : variations du mode de transport pour un même épandage (fig. 75)

Les 3 types d'association lamine-interlamine définis p.25 se répartissent différemment selon les termes des épandages (fig. 75). Les associations de type (1) sont caractéristiques des dépôts proximaux, tandis que les associations de type (3) sont plutôt exclusives des termes distaux et des faciès protégés.

Dans toutes les associations, la taille du grain moyen de quartz est à peu près constante de la base de la lamine au sommet de l'interlamine et les pourcentages de matrice et de muscovites détritiques varient d'une façon discontinue. Leur origine ne peut donc être due à un dépôt en suspension qui entrainerait un granoclassement.

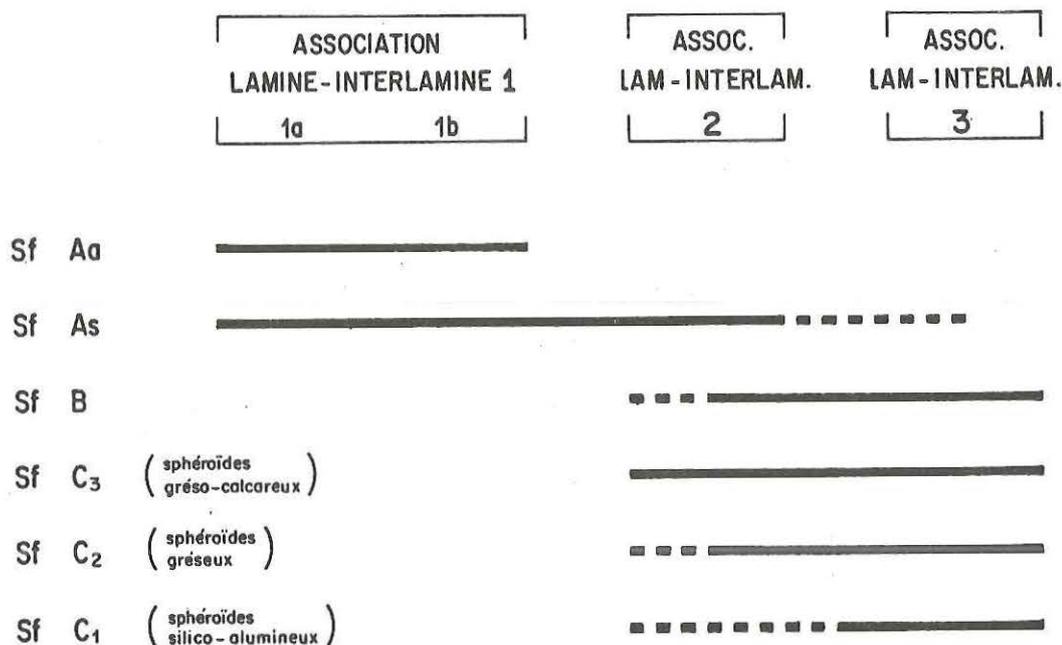


Fig. 75 : Répartition des 3 types d'association lamine - interlamine selon les faciès constitutifs des épandages.

Le dépôt de l'association lamine-interlamine résulte donc d'un *processus hydro-dynamique actif et non passif*. Ceci est confirmé par :

- le fait que les lamines qui ne présentent pas un granoclassement continu, moulent les surfaces basales d'érosion des faisceaux élémentaires (il ne s'agit donc pas d'une décantation à partir d'une suspension),
- l'excellente corrélation entre la taille du grain moyen de quartz avec celle du grain maximal,
- les études granulométriques effectuées par HAMOUMI (1981) qui conclut à un dépôt à l'équilibre pour des faciès similaires de la Formation sus-jacente de Kermeur.

L'association lamine-interlamine comporte toujours à sa base un terme constitué de quartz généralement jointifs, relativement bien classé, à grain moyen constant. Ce terme représente le dépôt brutal d'une charge sédimentaire plus ou moins évoluée selon le pourcentage de matrice et le degré de classement.

Des termes proximaux aux termes distaux :

· *L'association de type (1), proximale*, correspond à un écoulement qui sépare les minéraux lourds en les déposant soit brutalement (type 1b), les minéraux lourds sont alors "emballés" dans un ensemble de quartz jointifs, soit pendant ou après une fluctuation dans l'énergie de l'écoulement. Il n'existe aucune discontinuité dans l'association lamine-interlamine, l'interlamine de type (1b) correspond à une augmentation de l'énergie de l'écoulement, tandis que celle de type (1a) traduit une diminution de cette énergie.

· *L'association de type (2)* ne comprend pas de discontinuité. L'interlamine plus développée que dans le type (1) indique une décroissance plus marquée de l'énergie de l'écoulement.

. *L'association de type (3), distale*, traduit une mise en place discontinue du couple lamine - interlamine confirmée par des interlamines plus développées que dans les deux autres associations. Le classement est meilleur que celui des deux autres types ; ce qui plairait en faveur d'un écoulement important, à moins qu'il s'agisse d'une conséquence de la nature hydrodynamique de l'écoulement qui "limite" la taille du grain maximum pour une taille de grain moyen donnée.

Il semble donc que *des termes distaux aux termes proximaux* :

- . *la compétence décroisse* (décroissance du grain moyen des types (1) à (3)),
- . *les variations d'énergie au cours d'un même événement soient plus marquées* (interlamines développées),
- . *le dépôt discontinu du couple lamine puis interlamine soit plus net*.

E - LES PARTICULARITES HYDRODYNAMIQUES DE L'ECOULEMENT RESPONSABLE DU DEPOT DES EPANDAGES (fig. 76 et 77)

1) *La lenticularité de certains objets sédimentaires (fig. 76)*

La forme lenticulaire de certains objets sédimentaires est une des caractéristiques de ces dépôts .

En coupe, *leur biconvexité résulte d'une surface d'érosion basale concave comblée par des sédiments qui sont eux-mêmes recoupés par une surface d'érosion sommitale convexe, symétrique de la surface sommitale par rapport au plan horizontal*. Dans l'espace, les surfaces basales et sommitales sont également symétriques, que les objets soient circulaires (strates à conglomérats intraformationnels), rectilignes ou sinueux (sphéroïdes).

Divers objets présentent de telles figures (fig. 76) :

- . les "miches carbonatées",
- . les strates à chenaux grésocalcaireux,
- . les strates constituées uniquement de lumachelles et de conglomérats intraformationnels,
- . certaines strates du stratofaciès B,
- . les sphéroïdes.

La nature et la morphologie du substrat semblent conditionner le mode de remplissage des objets isolés dans la masse péritique (sphéroïdes, strates lenticulaires à chenaux grésocalcaireux, etc...) ou dans un environnement pétrographique différent ("miches carbonatées"). Les dépressions (gouttières ou sillons) sont comblées par des faisceaux élémentaires de lamines planes ou par des faisceaux élémentaires de lamines concaves de plus en plus planes vers le sommet de la dépression. Puis le phénomène s'inverse, les faisceaux de lamines planes sont recoupés par des faisceaux de lamines convexes dont les extrémités coïncident avec les extrémités de la dépression.

A l'opposé, pour les objets continus latéralement (strates) les événements successifs s'agencent d'une manière quelconque et les dépôts se recoupent mutuellement.

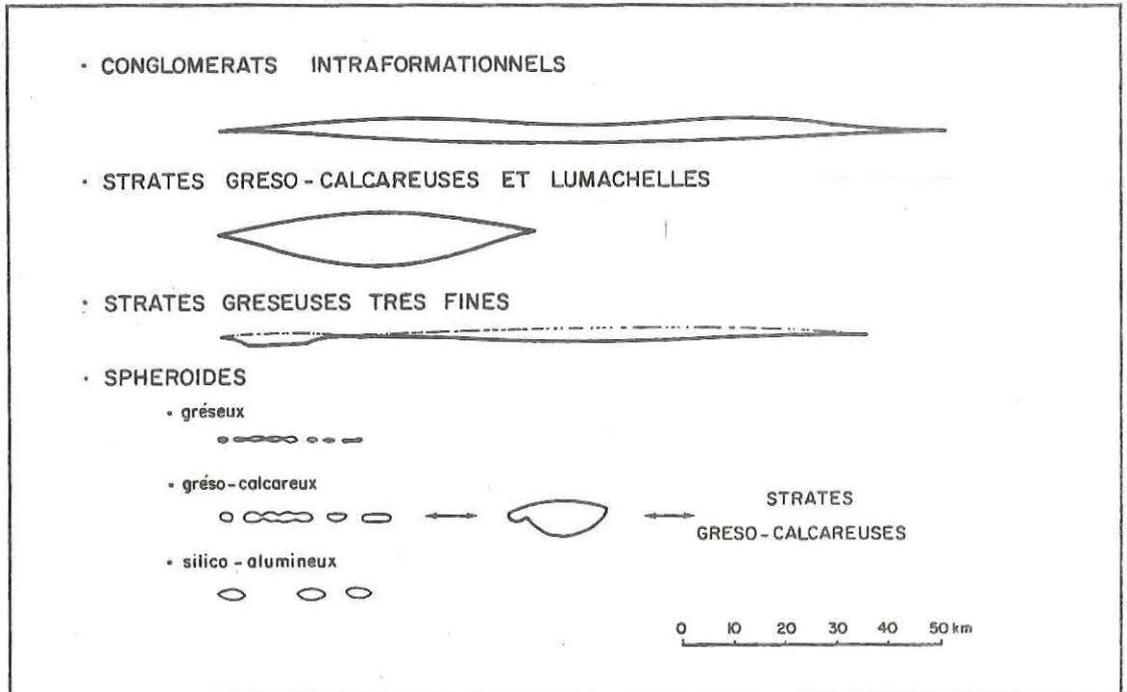


Fig. 76 : Les différents objets sédimentaires lenticulaires ; ils résultent d'une surface d'érosion basale concave comblée par des sédiments qui sont eux-mêmes recoupés par une surface d'érosion sommitale convexe, symétrique de la surface sommitale par rapport au plan horizontal.

Il est proposé d'expliquer cette dualité par une réponse différente de l'écoulement selon la nature du substrat. Un écoulement à l'équilibre avec sa charge sédimentaire pourrait déposer les particules en suspension sur un sédiment aux caractéristiques texturales identiques. Il est également probable que la cohésion du sédiment et le coefficient de friction interviennent dans la ségrégation des particules sédimentées.

2) Les dichotomies et intrications (fig. 6 et fig. 77)

Les objets qui présentent des dichotomies et intrications sont de plusieurs types :

- . les strates des stratofaciès A et B,
- . les gouttières d'érosion,
- . les lumachelles isolées dans la masse pélitique,
- . les sphéroïdes.

Les dichotomies et intrications traduisent toujours une érosion séparant deux phases de dépôt, dont la première est fossilisée par les argiles de la sédimentation permanente.

Fig. 77 : Particularités hydrodynamiques de l'écoulement responsable du dépôt des épandages : postérieurement à plusieurs événements (dichotomies), il est capable soit de creuser une surface sommitale convexe accordante sur la surface basale d'érosion concave (cas A : sphéroïdes), soit de réemprunter ou de "retrouver" l'incision pratiquée lors d'événements précédents (cas B : gouttières d'érosion).

A

LES OBJETS LENTICULAIRES

(cas d'un sphéroïde)

A DICHOTOMIES ET INTRICATIONS

A SURFACES D'IMPLANTATION
DE TERRIERS

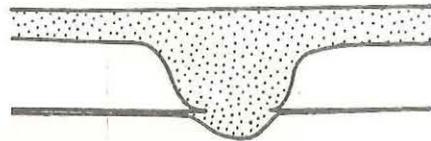


B

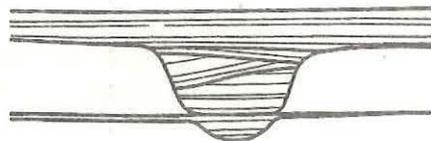
LES GOUTTIERES D'EROSION

A DICHOTOMIES

Stratification



Litage

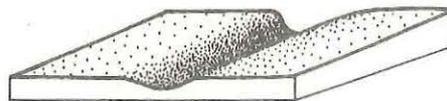


LE MODE DE CONSTRUCTION

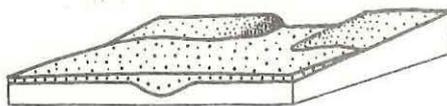
Evenement 1



Evenement 1



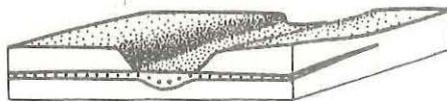
Evenement 2



Evenement 3



Evenement 2



-Ces dichotomies permettent, dans le cas des lumachelles et surtout des sphéroïdes, d'établir que l'écoulement responsable de la mise en place de la surface sommitale d'érosion est capable, après plusieurs événements, de creuser une surface convexe accordante sur la surface basale d'érosion concave (gouttière d'érosion de petite taille)(fig. 77).

- Ces mêmes dichotomies, dans le cas des gouttières d'érosion, permettent de montrer que l'écoulement responsable de la genèse des faisceaux élémentaires est capable de réemprunter, ou mieux de "retrouver", l'incision pratiquée lors de l'événement précédent (fig. 77).

F - CONCLUSION

L'écoulement responsable de la mise en place des différents termes des épandages de matériel terrigène et mixte "terrigène - carbonaté" est un écoulement :

- bidirectionnel (oscillatoire),
- qui engendre des dépôts aggradants à partir d'une charge sédimentaire en suspension,
- dont le dépôt est instantané,
- dont la vitesse est élevée.

Cependant localement certains termes (conglomérats intraformationnels, lumachelles (?), stratofaciès B) présentent des évidences d'écoulements unidirectionnels qui déposent leur charge sédimentaire en traction.

<ul style="list-style-type: none"> . longueurs d'ondes des rides <ul style="list-style-type: none"> - type (1) - type (2) - type (3) - type (4) 	<ul style="list-style-type: none"> $\lambda = 18 \text{ à } 23 \text{ cm (RI = 17 à 23)}$ $\lambda = 8 \text{ à } 15 \text{ cm (RI > 23)}$ $\lambda = 4 \text{ à } 16 \text{ cm (RI = 5 à 14)}$ $\lambda = 7 \text{ à } 10 \text{ cm (RI = 9 à 15)}$
. largeur des gouttières d'érosion	$l = 8 \text{ à } 22 \text{ cm}$
<ul style="list-style-type: none"> . largeur des sphéroïdes (largeur des gouttières de petite taille) <ul style="list-style-type: none"> - sphéroïdes gréseux - sphéroïdes gréso-calcaireux - sphéroïdes silico-alumineux 	<ul style="list-style-type: none"> $l = 0,5-2 \text{ cm (moyenne } 1 \text{ cm)}$ $l = 1,5-3 \text{ cm (moyenne } 2,5 \text{ cm)}$ $l = 3,5 \text{ à } 5,5 \text{ cm (moyenne } 4,5-5 \text{ cm)}$
<ul style="list-style-type: none"> . largeur des strates lenticulaires à chenaux gréso-calcaireux (longueur d'onde des dômes ou largeur des sillons) 	$l = 0,9-1 \text{ m}$
<ul style="list-style-type: none"> . largeur des strates lenticulaires à conglomérats intraformationnels (longueur d'onde des dômes) 	<ul style="list-style-type: none"> $\lambda = 0,6-0,8 \text{ m}$ $\lambda = 1,2-1,9 \text{ m}$

Tab. 7 : Paramètres morphométriques constants de certains objets sédimentaires constitutifs des épandages,

III - NATURE ET FREQUENCE DES EVENEMENTS ASSOCIES AUX EPANDAGES

A - NATURE DES EVENEMENTS

La nature des événements associés aux épandages peut être reconnue :

- en comparant les caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement associé à ces événements avec un processus actuellement connu,
- en comparant les différents faciès avec des sédiments actuels.

1) Comparaison avec un processus hydrodynamique actuel

Il s'agit d'un écoulement oscillatoire discontinu, instantané, à haute énergie. C'est un écoulement restreint aux plate-formes épi- ou péricontinentales comme le prouvent les rides de vagues à crêtes parallèles ; de telles figures ont été décrites jusqu'à des profondeurs de 200-300 m (KOMAR *et al.*, 1972, YORATH *et al.*, 1979, HADLEY, 1964 ; DRAPER, 1967 et EWING, 1973). Les traces fossiles (faciès *Cruziana* - Seilacher, 1967), ainsi que les associations de macrofaune (BABIN, 1966) confirment cette bathymétrie.

Parmi les processus actuellement connus sur les plate-formes épi- ou péricontinentales seules les *tempêtes* (MOOERS, 1976 ; JOHNSON *in Reading*, 1978 ; SWIFT, 1976 ; SWIFT *et al.*, 1981) ou les *tsunamis* (BRAUNSTEIN, 1954 ; COLEMAN, 1968 et *in* FAIRBRIDGE & BOURGEOIS, 1978 ; HAYES, 1981 ; SHEPARD *et al.*, 1980) peuvent être retenus. Les tsunamis par leur longueur d'onde et par leur amortissement expliquent difficilement la formation des différents termes des épandages.

2) Comparaison avec les sédiments actuels

a) Comparaison des associations de figures sédimentaires

Le litage oblique en mamelons a été reconnu :

- sur la côte californienne (HOWARD & REINECK, 1981) entre 9 et 16 m,
- en Mer du Nord (AIGNER & REINECK, 1982) entre 2 et 10 m.

Les prélèvements figurés permettent d'identifier le litage oblique en mamelons.

C'est le cas :

- sur la côte est du Canada (Nouveau Brunswick - DAVIDSON-ARNOTT & GREENWOOD, 1974 et 1976 ; GREENWOOD & DAVIDSON-ARNOTT, 1979 ; GREENWOOD & HALE, 1980, 1982) entre 2 et 7 m,
- sur la côte est du Lac Huron (Canada - DAVIDSON-ARNOTT & PEMBER, 1980).

Les niveaux gradés du stratofaciès B ont été reconnus :

- en Mer du Nord (REINECK *et al.*, 1967 et 1968 ; GADOW & REINECK, 1969 ; REINECK & SINGH, 1972 ; AIGNER & REINECK, 1982) - 10 à 40 m.
- en mer Adriatique (REINECK & SINGH, 1971) § 15 à 300 m.
- en mer de Bering (NELSON, 1982, HOWARD & NELSON, 1982).

Les lumachelles du stratofaciès A pourraient être comparées avec les accumulations de coquilles résultant de tempêtes décrites :

- dans le Golfe du Mexique (HAYES, 1967 ; MORTON, 1981) - au moins 35 m.
- sur la côte est des Etats-Unis (KUMAR & SANDERS, 1976 et *in* FAIRBRIDGE, & BOURGEOIS, 1978, FIGUEIREDO *et al.* 1982) - 2 à 25 m.

L'identité la plus parfaite concerne les niveaux gradés du stratofaciès B avec ceux de la Mer du Nord. Il est possible d'identifier sur les clichés de prélèvement (REINECK *et al.*, 1967, 1968 ; AIGNER & REINECK, 1982) :

- les gouttières d'érosion et les sillons de petite taille,
- les surfaces basales irrégulières,
- le litage oblique en mamelons de faible amplitude,
- les épaisissements de lamines,
- le litage oblique de rides de vagues,
- les surfaces sommitales d'érosion.

b) Comparaison avec les processus sédimentaires associés aux prélèvements précédents

A l'exception de certains dépôts de la côte est du Canada qui ont été rapportés à des vagues permanentes à haute énergie, *il s'agit de dépôts de tempêtes.*

Plusieurs mécanismes ont été proposés :

- . des courants de densité induits par les vagues (HAYES, 1967),
- . des courants de retour induits par la pression atmosphérique ("storm surge ebb currents" - MORTON, 1981),
- . des courants mixtes entre des courants induits par les vagues et des courants de retour induits par la pression atmosphérique (GADOW & REINECK, 1969 ; AIGNER & REINECK, 1982), la vitesse des courants est comprise entre 81 et 136 centimètres par seconde à 2 m au-dessus du fond (GIENAPP, 1973), la hauteur des vagues atteint 3,2 m pour une période de 6s.
- . un processus mixte entre des courants induits par les tempêtes et la liquéfaction des sédiments par les vagues de tempêtes (NELSON, 1982),
- . un mécanisme purement oscillatoire (HOWARD & REINECK, 1981 ; DAVIDSON-ARNOTT, GREENWOOD & HALE).

D'autres mécanismes ont été envisagés sans que leur dépôt soit très bien connu :

- . des courants induits par le vent (CREAGER & STERNBERG, 1972 ; KULM *et al.*, 1975 ; ...)
- . des courants d'arrachement ("rip currents" - COOK & GARSLINE, 1972 ; REIMNITZ *et al.*, 1976 ; ...).

Plusieurs mécanismes déduits de l'interprétation hydrodynamique des prélèvements effectués sont proposés pour expliquer la mise en place de ces sédiments. Pour deux d'entre eux, des mesures courantologiques complètent ces interprétations. Il s'agit :

- des mécanismes oscillatoires (litage oblique en mamelons de la côte est canadienne - DAVIDSON-ARNOTT, GREENWOOD & HALE),
- du processus mixte entre des courants induits par la tempête et la liquéfaction des sédiments par les vagues de tempêtes (équivalent du stratofaciès B - Mer de Bering: DRAKE *et al.*, 1980 ; CACCHIONE & DRAKE, 1982 ; CACCHIONE *et al.*, 1982) - NELSON, 1982).

Ce dernier auteur démontre qu'un même événement induit deux écoulements de même intensité :

- un courant de fond,
- un courant engendré par les vagues.

Postérieurement à la tempête seul le courant de fond persiste et dépose sa charge sédimentaire à partir d'une suspension, engendrant un niveau "granoclassé" (lamines frustes). Ce processus est restreint aux zones distales (19 m) ; dans les zones proximales littorales seuls les courants induits par les vagues existent.

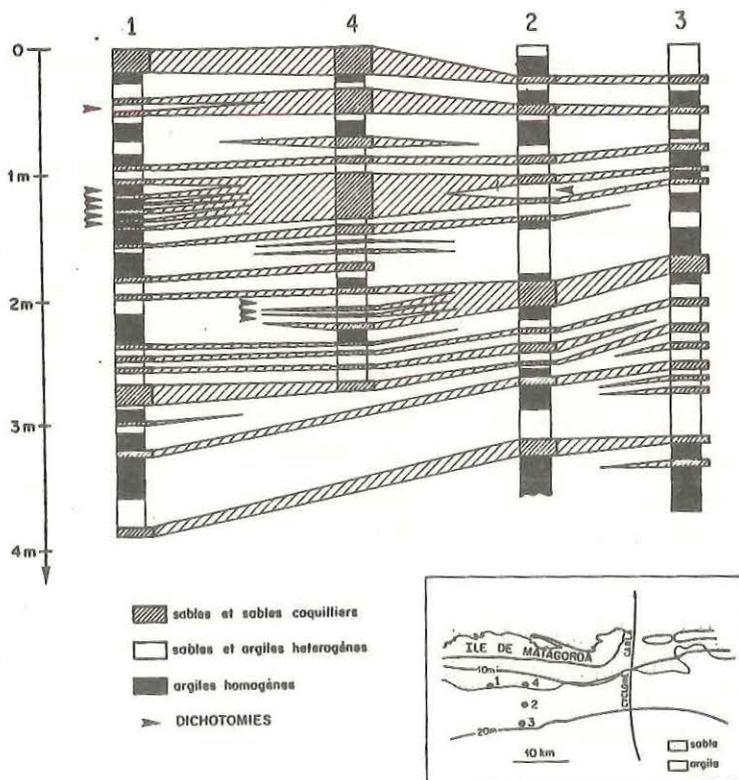


Fig. 78 : Corrélation de carottes constituées par des dépôts de tempêtes - mise en évidence de dichotomies et intrications (Golfe du Mexique, côte du Texas, d'après MORTON, 1981).

c) Conclusion

Les dépôts actuels analogues à ceux de la Formation de Postolonnec correspondent à des dépôts de tempêtes. Le litage oblique en mamelons observé sur le plateau continental (côte est du Canada, côte ouest des Etats-Unis) résulte d'un écoulement oscillatoire.

Les données courantologiques de la mer de Bering offrent une réponse aux différences observées entre les stratofaciès A et B (niveaux "granoclassés" et rides de courants). Alors que dans les termes proximaux dominent les vagues de tempêtes, dans les termes distaux, à l'action de ces dernières, se superpose un écoulement unidirectionnel de durée plus importante qui engendre les rides de courants et les niveaux granoclassés.

B - FREQUENCE DE L'EVENEMENT

Les bancs de la Formation de Postolonnec correspondent rarement à un événement. Par dichotomies et intrications successives, une strate moyenne à épaisse passe latéralement à des alternances de pélites et de strates très fines "granoclassées" qui correspondent, elles, à un événement.

Ce fait n'est pas particulier à la Formation de Postolonnec, les corrélations proposées par REINECK *et al.* (1968) et MORTON (1981) entre diverses carottes de dépôts de tempêtes suggèrent l'existence de dichotomies et intrications (fig. 79). Les niveaux sableux épais résulteraient de l'anastomose de plusieurs décharges sableuses centimétriques.

Les estimations de fréquence disponibles dans la littérature (tab. 5) ont été réalisées sur des séries alternantes schisto-gréseuses identiques à la Formation de Postolonnec (Ordovicien de Norvège, Dévonien du Devon, plus particulièrement). Ces fréquences ont été calculées en divisant la durée estimée de l'intervalle stratigraphique considéré par le nombre de strates pluricentimétriques. Les strates de ces formations sont également constituées de plusieurs faisceaux élémentaires de significations similaires à ceux de la Formation de Postolonnec (les "Pilton beds" présentent de nombreuses dichotomies et intrications).

Dès lors, sachant qu'une strate décimétrique de la Formation de Postolonnec est constituée de 20 à 30 faisceaux élémentaires, une estimation plus précise de la fréquence de ces dépôts peut être obtenue en divisant les fréquences calculées par le nombre moyen de faisceaux élémentaires contenus dans une strate (20 à 30).

La fréquence de ce type d'événement serait de 20 à 625 ans, soit des valeurs relativement proches des estimations de REINECK *et al.* (1968) - 20 à 50 ans - pour la Mer du Nord.

- L'assimilation du faisceau élémentaire à un événement est ici confirmée par :
- les dichotomies et intrications de niveaux sableux actuels rapportés à des dépôts de tempêtes,
 - les estimations de fréquence proches de celles obtenues dans les milieux actuels.

IV - GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES

Le modèle sédimentaire proposé (chapitre 3) fait intervenir deux épandages :

- un épandage de matériel silto-sableux, pour lequel les différents faciès constitutifs peuvent être classés selon leur éloignement par rapport à la source d'alimentation terrigène,
- un épandage de matériel silto-sableux carbonaté constitué des 2 associations de faciès qui se répartissent entre deux sources, une source carbonatée et une source terrigène identique à la précédente.

Plusieurs points sont à discuter :

- la réalité du modèle sédimentaire par rapport aux environnements actuels,
- la profondeur du dépôt,
- la nature de la source d'alimentation,
- l'importance de la progradation,

A - COMPARAISON DU MODELE SEDIMENTAIRE AVEC LES MILIEUX ACTUELS A DEPOTS DE TEMPETES

Le trait physiographique majeur du modèle sédimentaire proposé est *l'absence d'organisation des termes proximaux* ; ils s'ordonnent en masses de formes quelconques. Ces faciès proximaux sont dépourvus de chenaux.

Les données actuelles (HAYES, 1967 ; AIGNER & REINECK, 1982) confortent cette hypothèse (fig. 79).

- Les dépôts les plus littoraux constituent des corps sédimentaires ellipsoïdaux pluri-hectométriques à pluri-kilométriques,
- Les faciès proches du rivage sont dépourvus de chenaux,
- Les dépôts sableux les moins épais, c'est-à-dire les plus distaux, ont la plus grande extension et leur limite avec les termes plus proximaux est nette et dépourvue de digitation.

Les corps sédimentaires pluri-hectométriques associés aux dépôts de tempêtes ont donc une forme et une répartition quelconques à l'intérieur d'un même faciès. Ce type de dépôt s'oppose par son absence d'organisation aux environnements deltaïques et turbiditiques.

B - LA PROFONDEUR DE DEPOT

La présence de litage oblique de rides "trochoïdales" de vagues (type (4)) dans les sphéroïdes (caractéristiques des faciès les plus distaux) permet de fixer une *limite inférieure pour la profondeur*, soit 200-300 m environ (KOMAR *et al.*, 1972 ; YORATH *et al.*, 1979).

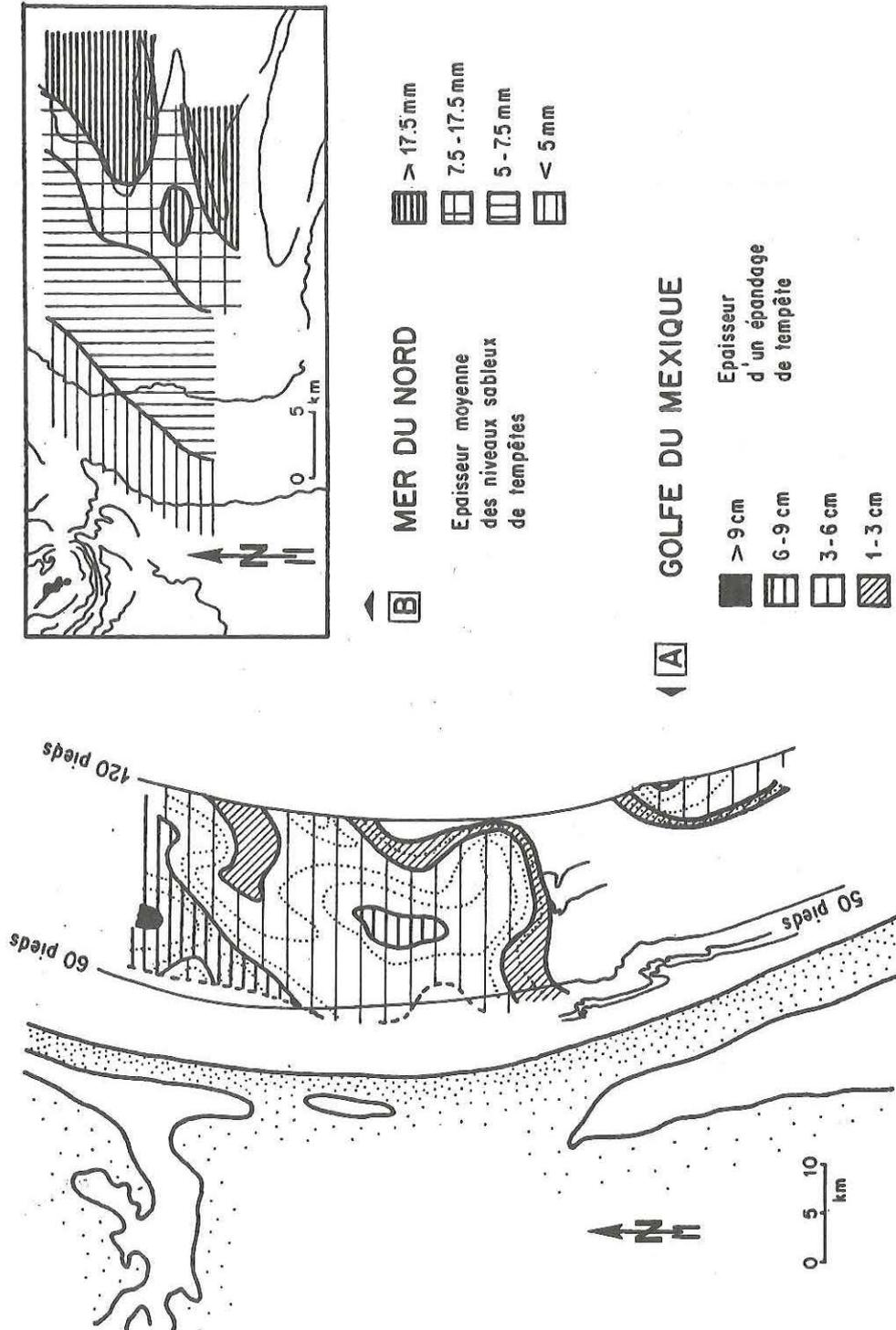


Fig. 79 : Physiographie de depots actuels de tempêtes (épaisseur des épannages de sables - d'après HAYES, 1967 et AIGNER et REINECK, 1982).

Les termes les plus proximaux ne présentent aucune évidence:

- de vagues permanentes à haute énergie (CLIFTON *et al.*, 1971 ; HUNTER *et al.*, 1979) ou à basse énergie (HOWARD & REINECK, 1972 ; REINECK, 1977 ; REINECK & SINGH, 1980),
- de marées (G. de Vries KLEIN, 1971, 1972, 1977 ; TERWINDT, 1981).

La Formation de Postolonnec s'est donc déposée en dessous de la limite d'action des vagues permanentes, soit à des profondeurs d'au moins 2 m (bassin à basse énergie) ou 10-30 m (bassin à haute énergie).

Les sédiments de la Formation de Postolonnec se sont formés à des profondeurs comprises entre 5-30 m d'une part et 200-300m d'autre part. Il s'agit donc typiquement de dépôts de plate-forme épi- ou péri-continentale. Par comparaison avec la Mer du Nord et la Mer de Bering où l'équivalent actuel du stratofaciès B a été reconnu, il est raisonnable de situer la limite entre les stratofaciès A et B à 20-40 m de profondeur.

Cependant, d'un événement à un autre, l'intensité de l'écoulement et le volume de sédiment délivré variant, il est impossible d'associer un passage latéral de faciès à une profondeur donnée.

C - LA NATURE DES SOURCES D'ALIMENTATION

Aucune des deux sources n'est préservée, elles sont fossilisées par leur produit de destruction.

La source carbonatée est constituée de coquilles plus ou moins brisées et micritisées. Deux hypothèses peuvent être avancées :

- les coquilles proviennent de zones hautes, oxygénées, sur lesquelles les animaux prolifèreraient à l'abri de tout apport terrigène,
- les sédiments carbonatés sont issus de la concentration locale de coquilles drainées sur de vastes étendues ; il n'existerait pas alors de source carbonatée individualisée géographiquement.

C'est cette deuxième hypothèse qui est retenue ; il est en effet difficilement concevable dans la première éventualité qu'aucun fragment de source carbonatée n'ait été fossilisé dans les pélites des termes les plus distaux.

La source terrigène est constituée par des sédiments supermaturs qui résultent soit :

- d'un transport important,
- de remaniements successifs consécutifs.

Il est probable que cette source d'alimentation n'était ni un littoral, ni un delta. En effet, de tels environnements lorsqu'ils constituent la source d'alimentation surmontent ou sont surmontés par les dépôts de tempêtes (BOURGEOIS, 1980 ; HAMBLIN & WALKER, 1979, etc...).

Cette absence de sédimentation littorale dans les dépôts de tempêtes est une caractéristique de la pile sédimentaire paléozoïque ouest armoricaine comprise entre l'Ordovicien inférieur et le Carbonifère (GUILLOCHEAU & ROLET, 1982).

D - IMPORTANCE DE LA PROGRADATION

Un certain nombre de faits tels :

- la construction discontinue des différents objets sédimentaires (strates notamment),
- l'absence de corps sédimentaires qui pourraient jouer le rôle de source d'alimentation (littoral, deltas, barres d'offshore, ...),
- la maturité des sédiments qui plaide en faveur d'un transport important, suggère un mode d'épandage par remaniements successifs des terres proximales (fig. 80).

Il sera dès lors possible, à partir d'un stock sableux donné, d'épandre du matériel terrigène sur de grandes distances. Ce mécanisme est confirmé par les observations de RICE (1982) qui décrit dans le Crétacé nord américain des dépôts de tempêtes à 1.100 kilomètres du paléorivage.

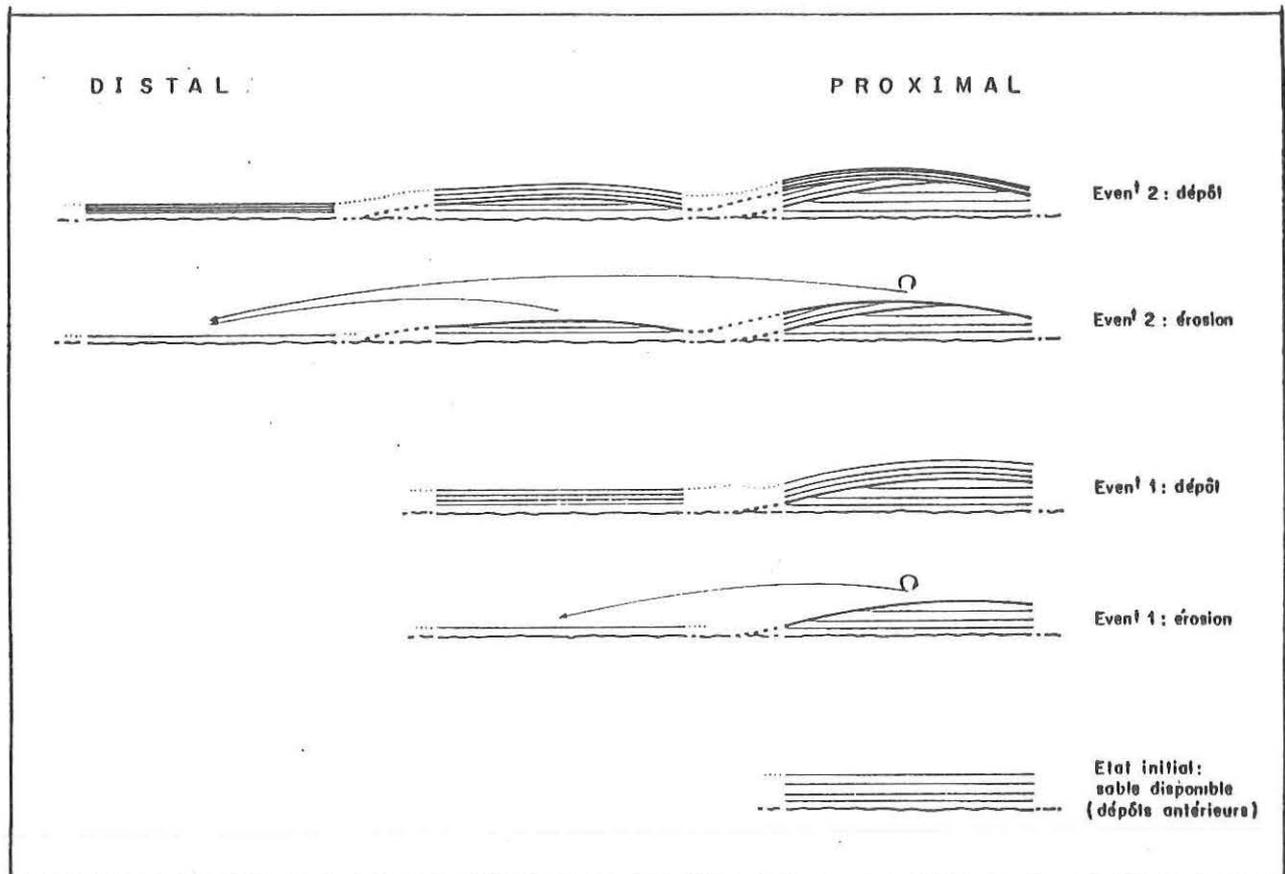


Fig. 80 : Schéma théorique de la progradation des dépôts de tempêtes par remaniements successifs d'un même stock sableux.

Ce mode d'épandage permet d'expliquer les séquences verticales de figures sédimentaires à énergie décroissante à l'intérieur d'une même strate ainsi que la surface sommitale d'érosion.

La réponse d'un écoulement de même énergie est différente selon la topographie ; sur une surface plane se déposera soit un faisceau de lamines planes soit un faisceau de lamines ondulées métriques, sur une surface en dôme se formera un faisceau de lamines ondulées de rayon de courbure indentique à celui des dômes ou plus marqué. Ainsi au cours d'épandages successifs, chaque écoulement déposera sa charge sédimentaire sur des topographies de plus en plus accidentées, d'où une séquence de figures sédimentaires d'énergie décroissante.

La surface d'érosion sommitale correspond, dans le mode d'épandage proposé, à la phase d'abandon de la future strate en tant que source d'alimentation.

CONCLUSION

Les objets sédimentaires, constitutifs des deux épandages, résultent d'un même type d'écoulement.

Ils sont formés, de manière discontinue, par un mécanisme oscillatoire. L'estimation de leur fréquence confirme que ce mécanisme résulte de l'action de vagues de tempêtes.

CHAPITRE V

ANALYSE SEQUENTIELLE

CHAPITRE V

ANALYSE SEQUENTIELLE

L'analyse des différents faciès qui composent la Formation de Postolonnec, puis l'étude des relations géométriques des objets sédimentaires ont permis de proposer un modèle d'enchaînement horizontal des faciès et donc une ébauche du milieu de dépôt. *L'analyse séquentielle devrait permettre de tester et éventuellement d'affiner ce modèle en étudiant ses variations sur un intervalle de temps important.*

I - LA METHODE D'ANALYSE SEQUENTIELLE UTILISEE

Les résultats des analyses de faciès de la Formation de Postolonnec ne permettent pas l'utilisation directe des méthodes d'analyse séquentielle couramment appliquées aux séries pélico-gréseuses.

1) La méthode stratimétrique

Cette méthode est fondée sur la mesure des épaisseurs des strates et des interstrates. Les variations de ces paramètres (fréquence par mètre, épaisseur moyenne par mètre, variations du rapport strate/interstrate...) permettent d'identifier des tendances de proximité - distalité par rapport à la source d'alimentation. Cette méthode, très utilisée dans les séries turbiditiques (MUTTI & RICCI-LUCCHI, 1972, 1974 ; RICCI-LUCCHI, 1975 ; WALKER & MUTTI, 1973...) a été appliquée à des séries rapportées à des dépôts de tempêtes (BRENCHLEY *et al.*, 1979, 1980).

Elle n'est pas applicable à la Formation de Postolonnec car les dichotomies et intrications interdisent l'assimilation d'une strate à un événement ; de plus le critère "épaisseur des strates" ne permet pas de discriminer les strates gréseuses des strates grésocalcareuses.

2) La méthode granulométrique

Cette méthode se fonde sur les variations du grain moyen (ou du grain maximum) mesurées à la base des strates. Les strates les plus grossières sont les plus proximales. Cette méthode a été appliquée aux dépôts de tempêtes par BOURGEOIS (1980).

Elle est inapplicable à la Formation de Postolonnec dont la granulométrie varie peu et dans laquelle les écarts granulométriques d'une strate à l'autre sont peu significatifs.

3) La méthode des discontinuités (DELFAUD, 1967, 1969, 1972, 1974, 1977)

Cette méthode se fonde sur les discontinuités sédimentaires qui sont classées par ordre d'importance d'après une typologie établie pour des séries carbonatées (DELFAUD *et al.*, 1975) qui fait intervenir la surface recouverte par la discontinuité. Ce n'est qu'entre deux discontinuités de même valeur que l'enchaînement vertical des faciès peut être établi et que des séquences peuvent être définies.

Cette méthode n'est pas directement applicable à la Formation de Postolonnec dans laquelle les discontinuités sédimentaires ne s'expriment pas lithologiquement et ne peuvent donc être identifiées.

4) Méthode mise au point pour l'étude de la Formation de Postolonnec (fig. 81)

Cette méthode se fonde sur l'existence d'une *série virtuelle* (concept développé par LOMBARD, 1956, 1972). Les séquences sont définies à partir de cette série virtuelle et *les discontinuités sédimentaires sont identifiées* et classées dans l'enchaînement séquentiel *selon l'importance des sauts de faciès dans la série virtuelle*.

La Formation de Postolonnec étant constituée par deux types d'épandages, interférents, de nature différente mais de dynamique identique, *deux diagrammes d'évolution séquentielle ont été établis, en se fondant sur deux séries virtuelles différentes*.

a) Les épandages de matériel terrigène

Des termes les plus distaux aux plus proximaux par rapport à la source de matériel terrigène, la série virtuelle comprend :

- les sphéroïdes silico-alumineux (C₁),
- les sphéroïdes mixtes "silico-alumino-gréseux" (C_{1,2}),
- les sphéroïdes gréseux (C₂) dominants mais interstratifiés avec les strates fines à très fines du stratofaciès B,
- les strates fines à très fines du stratofaciès B comprenant quelques sphéroïdes gréseux (C₂),
- les strates fines à très fines du stratofaciès B,
- les strates fines à épaisses du stratofaciès A_G.

b) *Les épandages de matériel terrigène et carbonaté*

Ces épandages forment des ensembles de strates décimétriques à métriques, discontinus, à l'intérieur desquels les passages latéraux de faciès sont très rapides. De plus ces épandages résultent de deux sources d'apport de natures différentes (terrigenes et carbonatées) et de situations géographiques opposées. Il est donc impossible de proposer un diagramme séquentiel continu qui ait une signification paléogéographique régionale.

Pour chaque ensemble de strates grésocalcaires, l'étude séquentielle se fera par trois approches différentes.

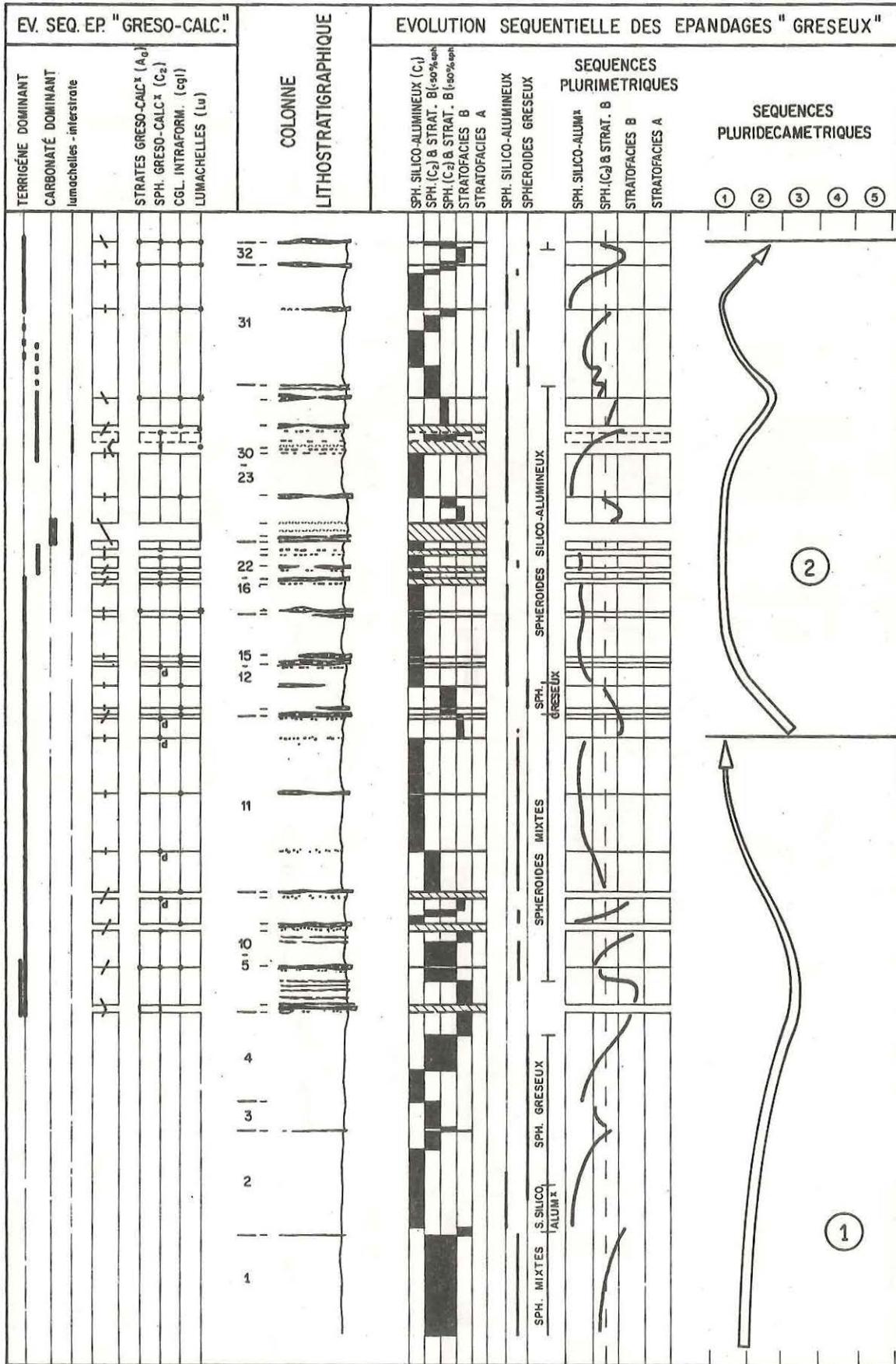
- recherche des faciès constitutifs (sphéroïdes grésocalcaires - C₃ ; strates grésocalcaires - A_G ; faciès protégés - p ; lumachelles - lu ; conglomérats intraformationnels - cgl).
- recherche de la tendance évolutive verticale. Latéralement (chapitre 3) les conglomérats intraformationnels surmontés d'une strate grésocalcaire passent soit aux sphéroïdes grésocalcaires soit à des lumachelles millimétriques. On appellera donc séquence positive un ensemble constitué par une strate (comportant ou non un conglomérat intraformationnel) surmonté soit par des sphéroïdes grésocalcaires soit par des lumachelles millimétriques.
- recherche du degré de proximalité relatif par rapport aux deux sources d'apport. Cinq catégories sont définies :
 - . strates presque exclusivement gréseuses,
 - . strates à dominante gréseuse,
 - . strates mixtes,
 - . strates à dominante carbonatée,
 - . strates presque exclusivement carbonatées

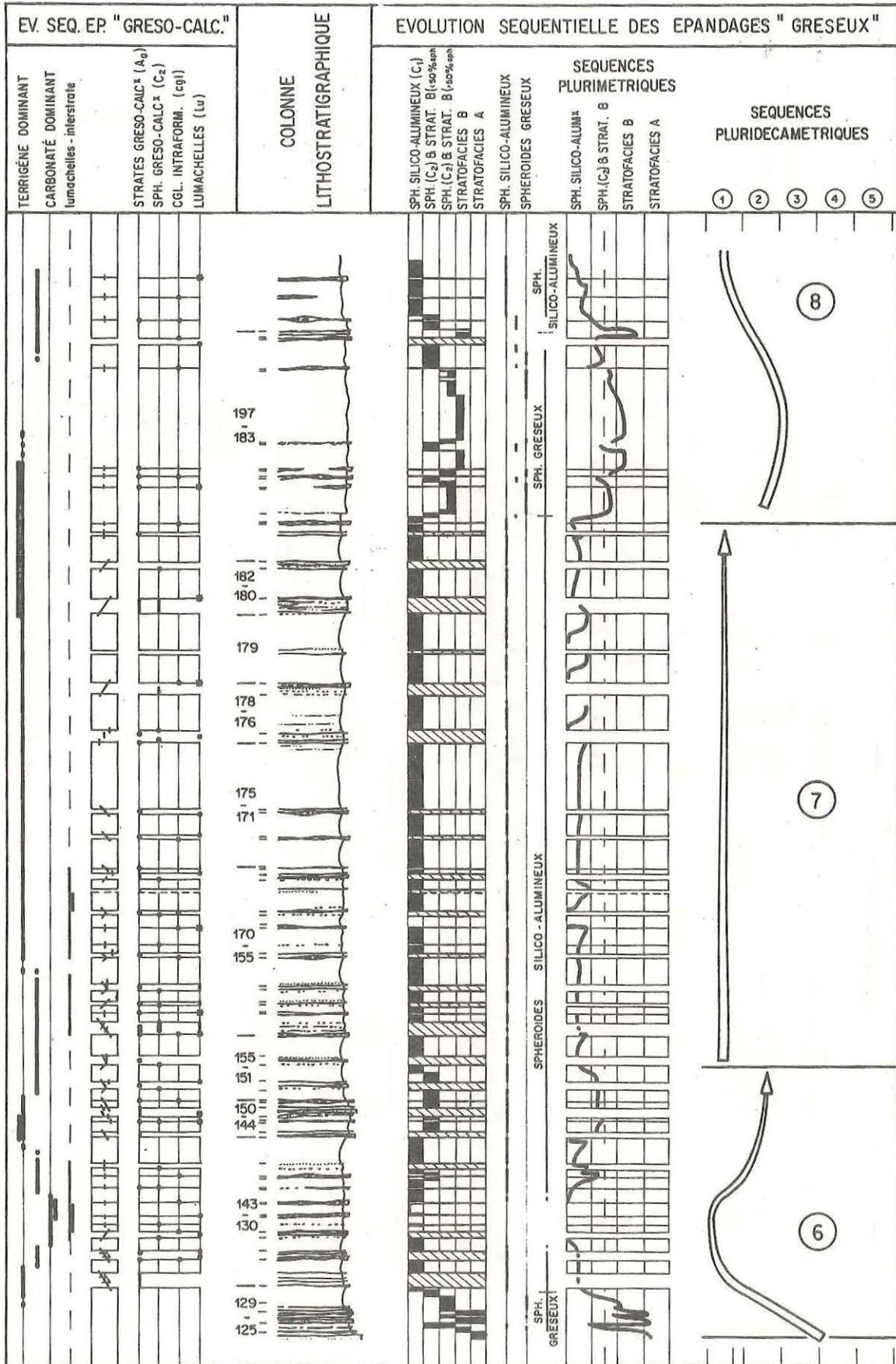
II - LES SEQUENCES CONSTITUTIVES DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC (fig. 81 et 82)

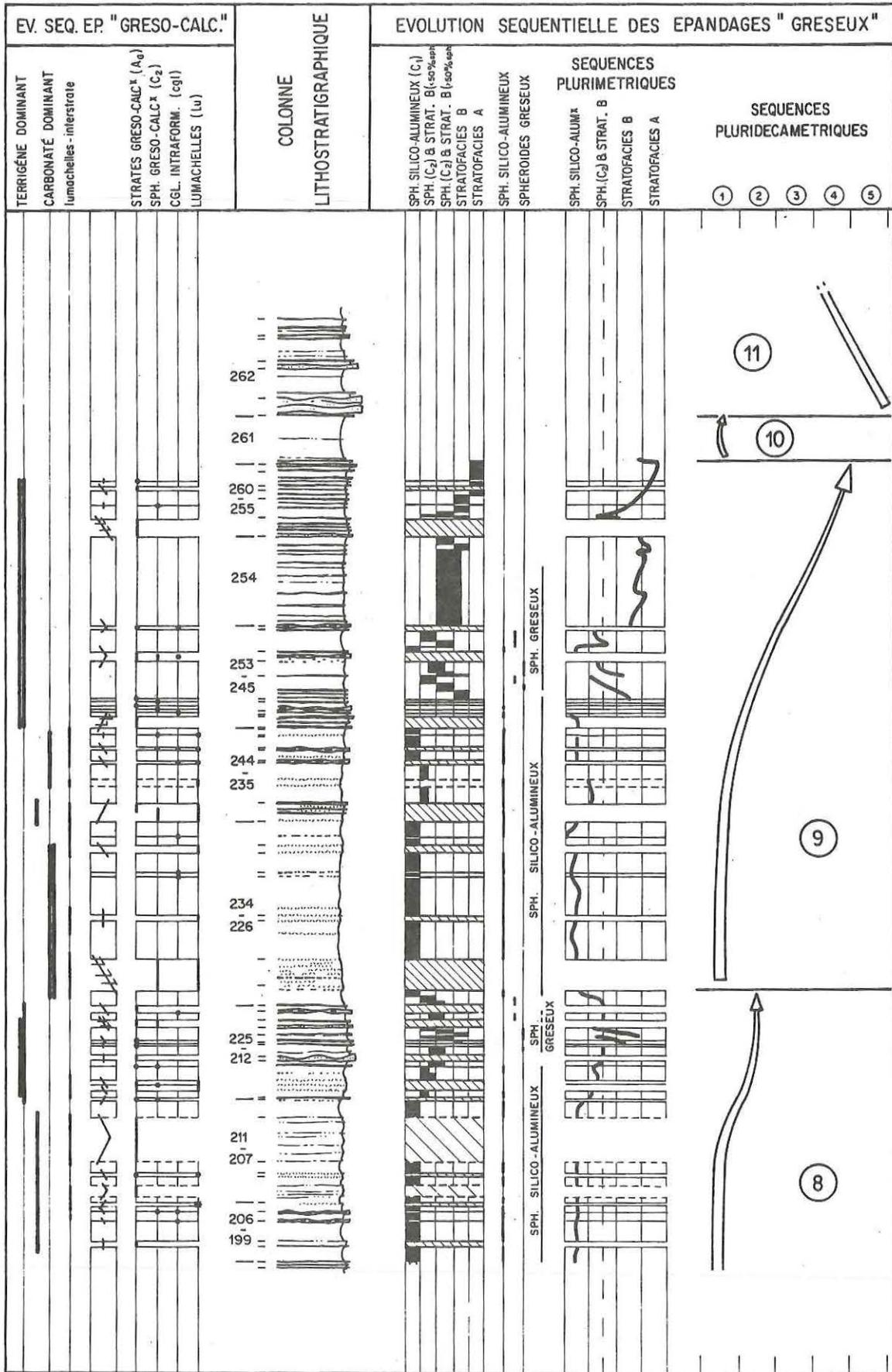
La Formation de Postolonnec est constituée de séquences gréseuses de quelques mètres qui correspondent chacune à un cycle. Ces séquences peuvent être à leur tour regroupées en séquences pluridécamétriques.

Les séquences grésocalcaires (niveaux décimétriques à métriques constitués de plusieurs strates) s'insèrent de manière discontinue et selon une fréquence variable (quelques mètres) dans les séquences gréseuses.

Fig. 81 : Variations séquentielles de la Formation de Postolonnec (niveaux grésocalcaires et séquences "gréseuses" pluri-métriques et pluri-décimétriques).







A - LES SEQUENCES PLURIMETRIQUES (fig. 81)

1) *Les séquences continues de strates gréseuses (épandages de matériel terrigène)*

L'épaisseur de ces séquences est comprise entre 1 et 15 m.

Il s'agit de *cycles* à séquences négatives dominantes, séparés par des discontinuités (sauts de faciès).

La durée moyenne de ces séquences peut être estimée *entre 500.000 et 800.000 ans*, en divisant la durée de la Formation de Postolonnec (30 à 35 millions d'années en se fondant sur l'échelle d'ODIN & GALE - 1982) par le nombre de séquences plurimétriques.

2) *Les niveaux discontinus de strates gréso-calcareuses*

L'épaisseur de ces niveaux est comprise entre quelques centimètres et 1 ou 2 mètres.

La fréquence d'apparition de ces strates :

- est *élevée* (10 pour 5 m) lorsque ces niveaux sont interstratifiés avec des faciès gréseux distaux (pélites à sphéroïdes silico-alumineux et à lumachelles millimétriques),
- est *moyenne* (5 pour 12 m) lorsqu'ils s'insèrent dans des faciès gréseux médians (pélites à sphéroïdes silico-alumineux uniquement),
- est *faible* dans les faciès gréseux relativement proximaux (strates très fines gréseuses - faciès B_G, contenant ou non des sphéroïdes gréseux - faciès C₂).

Chaque niveau de plusieurs strates gréso-calcareuses s'ordonne soit en *cycles*, soit en *séquences négatives ou positives*. Ce sont les *séquences positives* qui sont les plus fréquentes.

Plusieurs associations de faciès ont été reconnues à l'intérieur de ces niveaux :

- des niveaux restreints à une strate (ce sont généralement des sphéroïdes ou des conglomérats intraformationnels),
- des niveaux constitués d'un seul type de faciès (lumachelles, strates très fines gréso-calcareuses),
- des sphéroïdes gréso-calcareux, déformés ou non, surmontés par un banc de conglomérat intraformationnel (séquence négative),
- des conglomérats intraformationnels surmontés par des strates gréso-calcareuses auxquelles succèdent des sphéroïdes gréso-calcareux et/ou des lumachelles millimétriques (séquence positive) ; dans ces niveaux gréso-calcareux s'interstratifient localement des sphéroïdes silico-alumineux qui indiquent donc l'influence des épandages de matériel terrigène. La fréquence de mise en place de ces niveaux de strates gréso-calcareuses peut être estimée *entre 50.000 et 200.000 ans*.

3) *Relation entre les 2 types de séquences plurimétriques*

- *Les niveaux de strates gréso-calcareuses ne coïncident pas systématiquement avec un terme de séquence gréseuse plurimétrique ; ils s'insèrent cependant plus fréquemment dans les termes distaux.*

- *Deux niveaux de strates gréso-calcareuses, situés de part et d'autre d'une discontinuité entre deux séquences gréseuses pluri-métriques, n'enregistrent pas cette rupture.*

- Certaines discontinuités entre des séquences plurimétriques de niveaux gréseux sont soulignées par des niveaux gréso-calcareux ; ces derniers sont de faciès variables.

- Les tendances exclusives verticales des niveaux gréso-carbonatés semblent identiques à celles des séquences plurimétriques de matériel terrigène.

- Certaines séquences plurimétriques de matériel terrigène (niveaux C25, C249) qui surmontent des niveaux gréso-carbonatés importants, sont interprétées comme des perturbations dans l'enchaînement vertical des épandages terrigènes, induites par la géométrie des épandages de matériel terrigène et carbonaté sous-jacents.

Les niveaux gréso-calcareux, bien que de fréquence similaire, sont donc indépendants des séquences plurimétriques de matériel terrigène. Dans un enchaînement continu de séquences de matériel terrigène, s'insèrent avec une fréquence de 50.000 à 200.000 ans, des apports brusques de matériel terrigène et carbonaté. Ces sédiments sont ultérieurement remaniés par des écoulements responsables du dépôt des épandages de matériel terrigène, d'où des séquences gréso-calcareuses identiques aux séquences de matériel terrigène.

B - LES SEQUENCES PLURIDECAMETRIQUES (FIG. 81 et 82)

1) Les séquences continues de matériel terrigène

Quatorze discontinuités majeures ont été reconnues (fig. 82).

Il s'agit de ruptures dans l'enchaînement vertical des cycles plurimétriques gréseux. Ce sont :

- les cycles complets (séquence 1),
- les cycles dissymétriques à séquence négative dominante (séquences 3 et 6),
- les cycles dissymétriques à séquence positive dominante (séquences 2, 8 et 11),
- les séquences négatives (séquences 4, 5, 9, 13),
- les séquences à tendance constante (séquences 7 et 10).

Les séquences 2, 8 et 12 sont des cycles complexes. *Aucun type de séquence n'est prépondérant sur les autres.*

La durée moyenne estimée de telles séquences est de 2 à 2.5 millions d'années.

2) L'évolution verticale des niveaux gréso-carbonatés (échelle pluridécamétrique)

L'enregistrement discontinu des niveaux gréso-carbonatés interdit de tracer un diagramme séquentiel. *Les niveaux gréso-carbonatés n'enregistrent pas les discontinuités associées aux séquences plurihectométriques de matériel terrigène à l'exception des discontinuités e et h.*

Fig. 82 : Variations séquentielles de la Formation de Postolonnec. Diagramme synthétique (évolution verticale des niveaux gréso-carbonatés et séquences "gréseuses" pluridécamétriques et hectométriques).

EPANDAGES
"GRESO-CARBONATES"

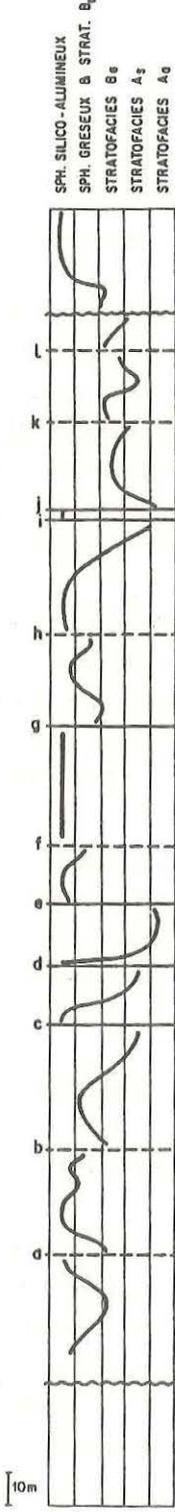
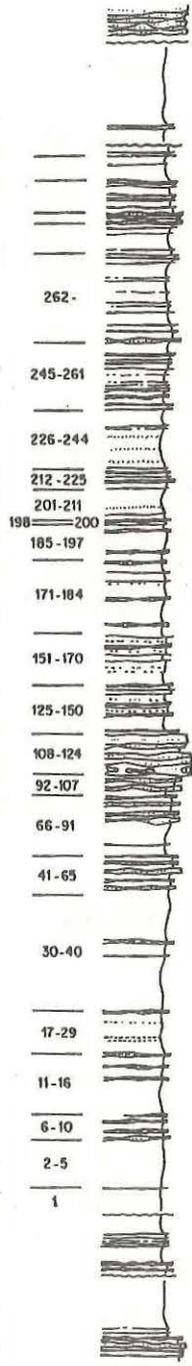
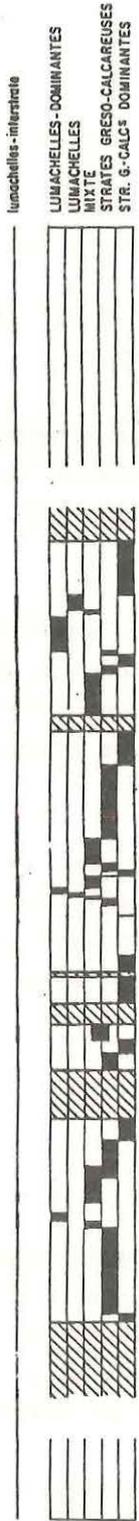
STRATIGRAPHIE

COLONNE
LITHOSTRATIGRAPHIQUE

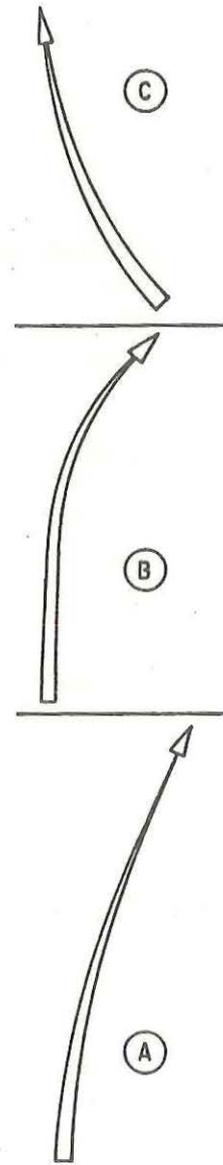
EPANDAGES GRESEUX

SEQUENCES
PLURIDECAMETRIQUES

SEQUENCES
HECTOMETRIQUES



- Seq. positive 14
- Seq. negative 13
- cycle complexe 12
- cycle 11
- seq. positive dominante 10
- seq. negative 9
- cycle complexe 8
- seq. positive dominante 7
- cycle 6
- seq. negative dominante 5
- seq. negative 4
- cycle 3
- seq. negative dominante 2
- cycle complexe 2
- seq. positive dominante 1
- cycle 1



Les niveaux les plus carbonatés coïncident avec les termes les plus distaux. *Les niveaux gréso-carbonatés à matériel carbonaté dominant, ainsi que les alternances de pélites et de lumachelles millimétriques correspondent aux termes les plus proximaux par rapport à la source carbonatée.* Deux catégories de termes à sphéroïdes silico-alumineux peuvent donc être distingués, l'un plus distal que l'autre.

C - LES SEQUENCES HECTOMETRIQUES (fig. 82)

Trois séquences hectométriques ont été définies en se fondant :

- sur les discontinuités majeures e et i-j,
- sur l'enchaînement vertical des séquences pluridécimétriques de matériel terrigène .

Les limites de ces trois séquences, respectivement négative, négative et positive, correspondent à *trois ruptures dans l'évolution verticale des séquences plurimétriques.*

- La séquence A (fig.82)correspond à des séquences plurimétriques bien marquées, fréquentes. Les discontinuités sont nombreuses et les tendances séquentielles sont variées. Les faciès à sphéroïdes gréseux et à strates très fines (stratofaciès B) sont fréquents et récurrents.
- La séquence B (fig.82)correspond à des séquences plurimétriques peu marquées, relativement étendues et localisées à certains niveaux stratigraphiques. Le faciès à sphéroïdes silico-alumineux est largement dominant. Les faciès à sphéroïdes gréseux et à strates très fines (stratofaciès B) marquent de brusques apports terrigènes (niveaux C139 - C153 ; C187 - C200 et C212 et C225).
- La séquence C(fig.82)est uniquement constituée dans sa partie basale par les stratofaciès A et B auxquels succèdent brutalement les pélites à sphéroïdes silico-alumineux (Schistes à *Marrolithos Bureaui*). Les séquences plurimétriques sont similaires à celles de la partie sommitale (Membre de Kerarvail) de la séquence A.

III - SIGNIFICATION DES SEQUENCES DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC

A - SIGNIFICATION DES TENDANCES EVOLUTIVES

Les deux épandages mis en évidence sont issus de deux sources de physiographies inconnue géographiquement opposées, l'une terrigène, l'autre carbonatée. Une séquence négative correspond donc à un enchaînement de faciès de plus en plus proches de la source terrigène, tandis qu'une séquence positive traduit un enchaînement de faciès de plus en plus proches de la source carbonatée. Ces sources ne peuvent pas, dans l'état actuel de nos connaissances, être localisées par rapport à un hypothétique littoral.

Aucun critère paléobathymétrique ne permet de conclure à un approfondissement des faciès des termes les plus proximaux aux plus distaux par rapport à la source d'alimentation terrigène, si ce n'est l'assimilation de certains stratofaciès à des dépôts actuels (p.165).

B - LES RAISONS DES VARIATIONS SEQUENTIELLES

Les variations d'enregistrement séquentiel pourraient être expliquées par :

- les variations du niveau de la mer (eustatisme)-crises mondiales (YAPAUDJIAN, 1972),
- les variations du substrat (tectonique) - crises régionales (YAPAUDJIAN, 1972),
- les variations des apports sédimentaires (HALLAM & SELLWOOD, 1976),
- les variations de la largeur du bassin (KLEIN, 1982).

Les variations séquentielles de la Formation de Postolonnec, mal calée stratigraphiquement, ne peuvent être comparées et corrélées avec celles des formations d'âge voisin (Ordovicien d'Oslo, BJÖRLYKKE, 1974a & b,...). De plus les esquisses de courbes eustatiques disponibles pour l'Ordovicien (LEGGETT, 1978 ; LEGGETT *et al.*, 1981 et Mc KERROW, 1979-fig.83) sont inutilisables à l'échelle de séquences pluridécamétriques. Il est cependant possible pour distinguer une cause soit eustatique soit épirogénique de *comparer les séquences pluridécamétriques établies avec celles des régions dont les causes sont bien connues.*

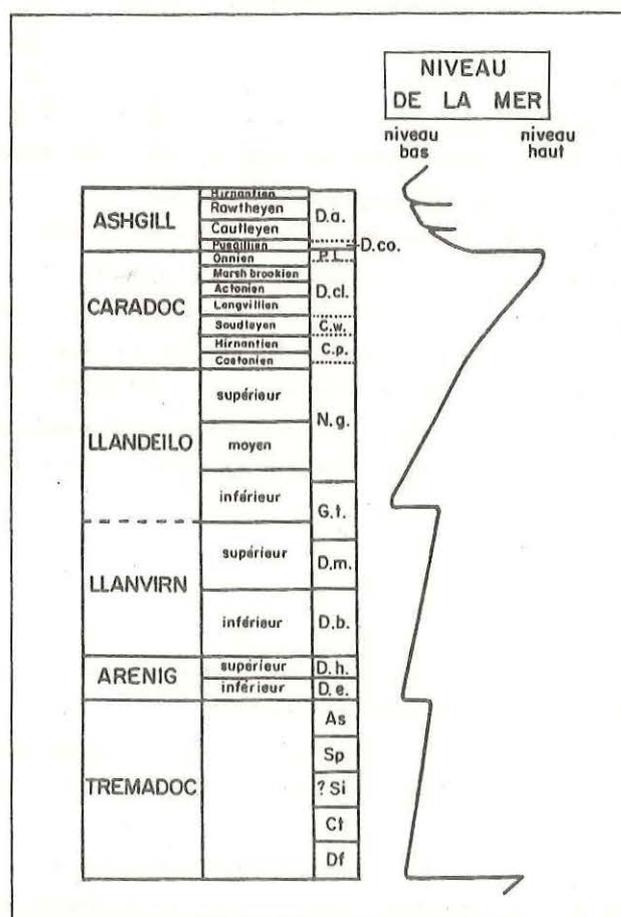


Fig. 83 : Courbe eustatique de l'Ordovicien

(d'après LEGGETT *et al.*, 1981).

1) *Les séquences contrôlées par des mouvements eustatiques ou épiroqéniques - état des connaissances.*

a) *Les séquences contrôlées par des mouvements eustatiques*

Les données de stratigraphie sismique (VAIL *et al.*, 1977) et de terrain (KAUFFMAN, 1977 ; HANCOCK & KAUFFMAN, 1979 ; RYER, 1977, 1981, 1983 - Crétacé supérieur nord américain ; PLINT, 1983 - Eocène du sud de l'Angleterre) indiquent que ce sont les mouvements transgressifs (séquences positives ou cycles dissymétriques positifs) qui sont prépondérants. Deux ordres de séquences sont reconnus :

- les paracycles (mouvements eustatiques de 100 m) - fréquence : 2 millions d'années environ,
- les cycles (mouvements eustatiques de 200) - fréquence moyenne : 6 millions d'années.

Plus récemment (VAIL & TODD, 1980 ; HARDENBOL *et al.*, 1980 ; LOUITIT & KENNETT, 1981) précisent les courbes eustatiques du Jurassique et du Cénozoïque ; et montrent que les séquences négatives alternent avec des séquences positives... Une des caractéristiques de cet enchaînement est son évolution aléatoire.

b) *Les séquences contrôlées par des mouvements tectoniques (fig. 84)*

Selon DELFAUD (1969, 1974, 1977) :

- les séquences négatives pluridécamétriques correspondent à des mouvements en extension ("à un enfoncement brutal succède un long comblement"),
- les séquences positives pluridécamétriques seraient liées à des mouvements compressifs ("la discontinuité correspondrait à des mouvements vers le haut"). Ceci est confirmé par BOURGEOIS & LEITHOLD (1983) d'après l'étude de séries de plate-formes mésozoïques et cénozoïques de la marge pacifique des Etats-Unis et par GEORGES (1978) d'après l'examen des cycles du Carbonifère anglais, interprétés en termes de mouvements eustatiques (RAMSBOTTOM, 1977, 1979). Dans le cas de zones actives, ce sont les mouvements tectoniques verticaux qui sont prépondérants sur les mouvements eustatiques dans la constitution des séquences positives.

c) *Conclusion*

- *les séquences contrôlées par des mouvements eustatiques seraient aléatoires, cependant les séquences positives semblent dominer.*
- *les séquences contrôlées par des mouvements tectoniques seraient d'après J. DELFAUD :*
 - *soit négatives* (les discontinuités sont bien marquées) dans le cas de mouvements en extension
 - *soit positives* (les discontinuités sont bien marquées et le volume des apports sédimentaires est important) dans le cas de mouvements en compression.

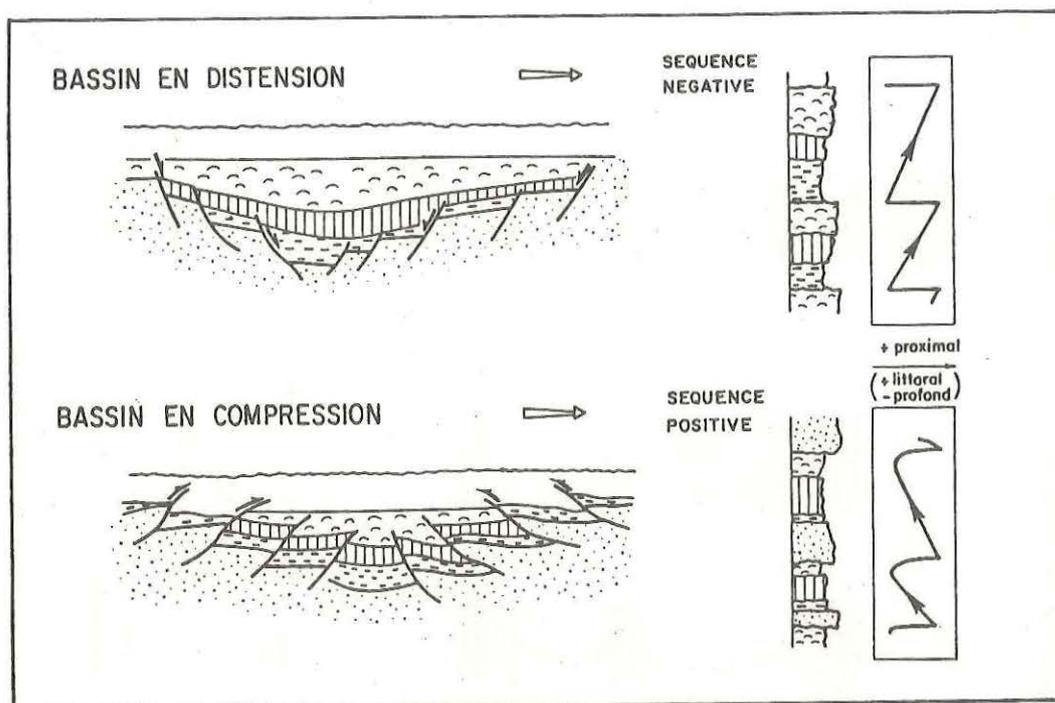


Fig. 84 : Les séquences contrôlées par des mouvements tectoniques (d'après DELFAUD, 1977).

2) Application aux séquences pluridécamétriques et hectométriques de la Formation de Postolonnec (fig. 81, 82 et 85)

Deux types de séquences peuvent être distingués :

- des séquences négatives encadrées par des discontinuités importantes (séquences 3, 4, 5 et 9) ; elles sont associées dans leur pôle positif aux faciès les plus proximaux.
- des séquences complexes ou positives encadrées par des discontinuités de faible ampleur (séquences 1, 2 et 8, fig. 82) ; elles sont localisées dans les faciès les plus distaux.

Il est proposé d'assimiler les séquences négatives à des mouvements tectoniques (en distension ? discontinuités marquées, DELFAUD, 1977) et les séquences complexes ou positives à des mouvements eustatiques (enchaînement vertical quelconque, discontinuités peu marquées).

Deux autres faits confortent ces attributions :

- les séquences complexes ou positives sont restreintes aux termes distaux c'est-à-dire aux faciès typiques des "Schistes à Calymènes". Ces derniers constituent une plate-forme identique aux aires cratoniques du type Sahara pour lesquelles les mouvements tectoniques sont peu importants et où dominent les mouvements eustatiques (PERRODON, 1977 ; BERTRAND-SARFATI *et al.*, 1977) ; ce qui est en accord avec l'interprétation de ces séquences. A l'inverse les arrivées de sable auxquelles sont associées les séquences négatives, indiquent une réorganisation de la paléogéographie et donc des sources d'alimentation probablement associées à des mouvements tectoniques. Les séquences négatives pourraient être associées à cette remobilisation des sources d'alimentation.

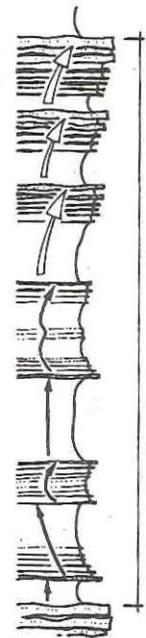
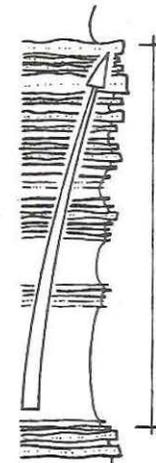
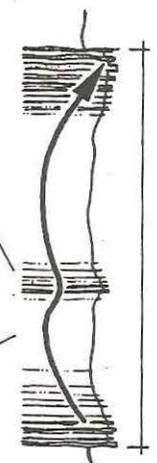
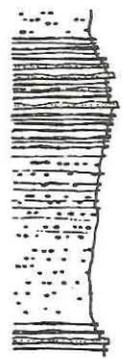
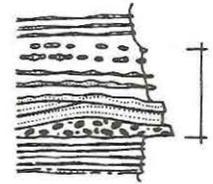
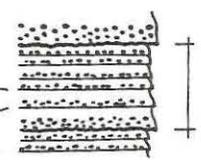
LAMINES
(Séquence unité)

FAISCEAUX
ELEMENTAIRES

SEQUENCES
PLURIMETRIQUES
(épandages de
matériel terrigène)

SEQUENCES PLURIDECAMETRIQUES
(épandages de matériel terrigène)

SEQUENCES
HECTOMETRIQUES



Séquences positives

< 8 mm

?

train de vagues
(?)

Séquences positives

0.5-10cm

50-600 ans

tempête

Séquences quelconques
(positives dominantes)

10cm-2m

50 000 - 200 000 ans

décharge sporadique
de matériel
terrigeno-carbonaté

Cycles
(Séq. négatives dominantes)

1-15 m

500.000 - 800.000 ans

modification
de la progradation
des épandages "greseux"

Séquences complexes
ou positives

20-40 m

2 à 2,5 millions d'années

eustatisme

Séquences négatives

épirogenèse

100-150 m

10-15
millions d'années

combinaison
épirogenèse
puis eustatisme

- Le modèle de G. de Vries KLEIN (1982), fondé sur des exemples pris sur une plate-forme épicontinentale nord-américaine, propose d'associer les mouvements tectoniques verticaux avec des pentes sédimentaires importantes caractérisées par des dépôts de "shoreface". La partie sommitale du Membre de Kerarvail (niveaux C108-C124) peut être rapportée sur la loi du litage oblique en mamelons anastomosé à des dépôts de ce type, la transition avec les faciès sous-jacents étant relativement brutale. Les séquences associées pourraient avoir une origine tectonique.

Les mégaséquences A et B qui résultent de la surimposition de séquences d'origine tectonique de plus en plus proximales sur des séquences d'origine eustatique, enregistrent donc ces mouvements tectoniques distensifs.

La mégaséquence C par son caractère positif est peut être à associer à la grande transgression eustatique du Caradoe qui débute dès le Llandeilo (LEGGETT et al., 1981 - fig. 83), le maximum de cette transgression étant atteint dans le Massif Armoricaïn avec les "Schistes à Marrolithus Bureaui".

IV - CONCLUSION (fig. 85)

L'analyse séquentielle de la Formation de Postolonnec a permis de mettre en évidence trois échelles de séquences successives :

Les séquences d'échelle plurimétrique indiquent des modifications dans la progradation des corps sédimentaires. Leur origine est locale. Elles ont permis de préciser la géométrie relative des deux types d'épandages.

Les séquences d'échelle pluridécamétrique traduisent des mouvements eustatiques ou épirogéniques.

Les séquences d'échelle hectométrique enregistrent l'évolution de l'ensemble du bassin sédimentaire.

La plate-forme des "Schistes à Calymènes", dominée par les mouvements eustatiques, enregistre à deux reprises des mouvements distensifs.

Fig. 85 : Les différents types de séquences constitutives de la Formation de Postolonnec.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

La Formation de Postolonnec est constituée par la superposition d'*objets sédimentaires* dont la nature pétrographique et la morphologie sont variables. Il s'agit d'une alternance irrégulière de pélites avec des sphéroïdes, des strates gréseuses ou gréso-carbonatées, des conglomérats intraformationnels et des lumachelles.

Pour comprendre le mode de genèse d'un tel dépôt, on a tenté d'établir la logique interne de chaque type d'objet, la chronologie des événements qui les constituent, leurs variations latérales, puis à l'aide de ces données de chercher la cohérence hydrodynamique de l'ensemble des objets qui constituent le dépôt.

1) *Une construction discontinue d'objets, en apparence, unitaires*

- Les objets sédimentaires sont tous constitués par une superposition de *faisceaux élémentaires* qui, d'après l'observation fréquente de dichotomies et d'intrications, équivalent chacun à un événement sédimentaire c'est-à-dire à une phase d'érosion suivie d'une phase de dépôt.

- Chacun des faisceaux est lui-même composé d'*alternances de lamines et d'interlamines* qui traduisent la compétence et les variations d'énergie de l'écoulement.

2) *Deux types d'épandages aux mêmes caractéristiques hydrodynamiques*

- Les associations lamines-interlamines se différencient en deux faciès pétrographiques, l'un strictement terrigène, l'autre mixte, terrigène et carbonaté. Selon la nature pétrographique et la géométrie des faisceaux élémentaires, deux associations de structures sédimentaires ont été reconnues. Leur superposition, toujours nette, et l'absence de passages latéraux prouvent leur indépendance. Ils résultent donc de deux épandages différents, issus de deux sources, l'une carbonatée, l'autre terrigène.

- L'étude des passages latéraux des structures sédimentaires à l'intérieur d'un même faisceau élémentaire, leur comparaison morphologique ainsi que leur disposition spatiale permettent d'établir que les différents objets sédimentaires résultent d'écoulements aux caractéristiques hydrodynamiques constantes.

3) Une morphologie des objets sédimentaires, tributaire de la nature du substrat

La forme de tous les objets sédimentaires est fonction de la nature du substrat sur lequel ils se forment.

- Sur substrat *pélimitique* il s'agit de gouttières d'érosion, de sillons, de figures plates d'affouillement.

- Sur substrat *silto-sableux* il s'agit :

- . de lamines planes sur une surface horizontale,
- . de dômes et de rides interférentes cogénétiques sur substrat accidenté,
- . de rides trochoïdales à crêtes parallèles si la topographie en dômes est bien marquée.

Les différents objets constituent soit un litage, soit une surface d'érosion. Ainsi les dômes contribuent à la formation du litage oblique en mamelons ; ainsi les gouttières et sillons d'érosion de taille centimétrique, lorsqu'ils sont comblés par des sédiments, sont recouverts par une surface d'érosion accordante.

4) Un type de dépôt de tempêtes

Un des objets sédimentaires, fréquent tout le long de la Formation de Postolonnec

- *Le litage oblique en mamelons* est caractéristique d'un mode de dépôt singulier : les dépôts de tempêtes. Les différents objets sédimentaires qui constituent la Formation de Postolonnec, résultent d'écoulements aux caractéristiques constantes, donc d'une hydrodynamique comparable à celle du litage oblique en mamelons. L'ensemble des dépôts est donc le fait de l'action de vagues de tempêtes.

- *Les événements sédimentaires*, à l'origine de la mise en place d'un faisceau élémentaire, résultent d'écoulements oscillatoires, discontinus dans le temps, instantanés et à haute énergie. La morphologie des objets sédimentaires est fonction de la nature du substrat et de leur éloignement par rapport aux sources d'apport.

- *Les deux épandages constitutifs* de la Formation de Postolonnec sont alimentés par deux sources qui ne sont pas fossilisées. Il s'agit d'une source biogène carbonatée et d'une source terrigène qui correspond en fait aux remaniements successifs des épandages sous-jacents par progradation à partir d'un stock sableux d'origine inconnue.

5) Répartition horizontale des objets sédimentaires dans ce type de dépôt de tempêtes

La disposition horizontale des différents objets sédimentaires est fonction de l'éloignement par rapport aux sources d'apport, des variations d'énergie de l'écoulement, de la nature et de la topographie locale du substrat. Parmi les différents objets sédimentaires constitutifs des épandages gréseux, les alternances *pélimites-sphéroïdes* sont les plus

distales tandis que les alternances pélito-gréseuses à strates dominantes sont les plus proximales. En plan ce sont les *associations de figures sédimentaires*

- le litage oblique en mamelons,
- le litage de rides de vagues,
- les gouttières d'érosion,
- les surfaces sommitales d'érosion,
- les sphéroïdes,

ainsi que la *dispersion de leur orientation* qui sont caractéristiques de ce type de dépôt sur le terrain.

6) *Variations verticales des objets sédimentaires : des séquences de plusieurs types*

Les épandages gréseux forment des séquences continues métriques à pluri-métriques, en réponse à la progradation des corps sédimentaires. Les épandages gréso-carbonatés, de même échelle, s'insèrent de façon discontinue. Cette interférence de séquences plurimétriques constitue des séquences pluridécamétriques de taille similaire à celles détectées en sismique réflexion dans les bassins actuels, dont l'origine est soit eustatique, soit épigénique.

La superposition des séquences "eustatiques" et "épigéniques" engendre des séquences hectométriques qui doivent être constantes sur l'ensemble du bassin.

7) *Quelques problèmes et particularités de ce type de dépôt de tempête*

a - *La genèse des sphéroïdes*

Selon la nature du substrat l'écoulement réemprunte après plusieurs écoulements, des gouttières ou édifie des topographies convexes accordantes par rapport aux surfaces basales ce qui permet d'expliquer la genèse des sphéroïdes. Un tel type d'écoulement ne semble pas connu actuellement et est à rapporter à un écoulement oscillatoire à haute énergie, super-critique ; il n'est pas impossible qu'il résulte d'écoulements complexes.

b - *Les strates "granoclassées"*

Les strates granoclassées associées au litage oblique en mamelons résultent en fait d'une superposition de lamines frustes et ne correspondent pas à un véritable dépôt brutal de particules à partir d'une suspension en déséquilibre hydrodynamique. Leur association avec des gouttières d'érosion, du litage oblique en mamelons et des rides de vagues permet de les attribuer à un écoulement dérivé d'un processus oscillatoire et non à un courant de turbidité.

c - Un bassin sédimentaire particulier

Les faciès sédimentaires de la Formation de Postolonnec sont identiques sur un intervalle de temps de 30 à 35 millions d'années, sur une épaisseur de 400 m et analogues à tous ceux déposés durant cette même période géologique dans un bassin épicontinental dont la taille est d'au moins 2.000 km sur 800 km de largeur.

Le mécanisme de dépôt est unique et identique. Il s'agit de dépôts de vagues de tempêtes comme le prouve la présence constante de litage oblique en mamelons caractéristique de ce type de dépôt. Ceci signifie que la profondeur de mise en place de ce faciès ne dépasse pas 200 m de profondeur et se situe en dessous de la limite d'action des vagues permanentes.

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES, PLANCHES ET TABLEAUX

BIBLIOGRAPHIE.

- AGER D.V., 1973. - The nature of the stratigraphic record. Mac Millan, New York, 114 p.
- AIGNER T., 1982. - Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). *In Cyclic and event stratification*, G. Einsele & A. Seilacher eds., Springer Verlag, 180-198.
- AIGNER T. & FUTTERER E., 1978. - Kolk-Töpfe und Rinnen (pot and gutter casts) im Muschelkalk. *Anzeiger für Wattenmeer ? N. Jb. Geol. Palaont., 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. *Senckenbergiana marit.*, 14, 5/6, 183-215.
- ALLEN J.R.L., 1968. - Current Ripples : their relations to patterns of water and sediment motion. Elsevier, North-Holland, Amsterdam, 433 p.
- ALLEN J.R.L., 1970. - A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology*, 14, 5-26.
- ALLEN J.R.L., 1971. - Instantaneous sediment deposition rates deduced from climbing-ripple cross-lamination. *J. geol. Soc. London*, 127, 553-561.
- ALLEN J.R.L., 1973. - A classification of climbing-ripple cross-lamination. *J. geol. Soc. London*, 129, 537-541.
- ALLEN J.R.L., 1982. - Sedimentary structures : their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, 30 A & B, Elsevier Sc. Publ. Co., 2 vol., 593 p. et 661 p.
- ALLEN P.A., 1981. - Wave-generated structures in the Devonian lacustrine sediments of south-east Shetland and ancient wave conditions. *Sedimentology*, 28, 3, 369-379.
- ANKETELL J.M., CEGLA J., DZULYNSKI S., 1970. - On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. geol. Pol.*, 40, 3-30.
- ASHLEY G.M., SOUTHARD J.B., BOOTHROYD J.C., 1982. - Deposition of climbing-ripple beds : a flume simulation. *Sedimentology*, 29, 67-79.
- AUTRAN A., 1978. - Synthèse provisoire des événements orogéniques calédoniens. *In : Caledonian-Appalachian Orogen of the north atlantic region*, P.I.C.G. 27, *Geol. Surv. Canada Pap.* 78-13, 159-175.
- AUTRAN A. & COGNE J., 1980. - La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *26e Congrès Géol. intern. Paris*, 1980, Coll. C6, Géologie de l'Europe, 90-111.
- AUVRAY B., 1979. - Genèse et évolution de la croûte continentale dans le Nord du Massif armoricain. *Thèse Doc. d'Etat*, Univ. de Rennes, 681 p.
- AUVRAY B., CHARLOT R., VIDAL P., 1980. - Données nouvelles sur le Protérozoïque inférieur du domaine nord-armoricain (France) : âge et signification. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 4, 532-538.

- BABIN C., 1966. - Mollusques bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain ; étude systématique, essai sur la phylogénie des bivalves, esquisse paléoécologique. *Imprimerie Commerciale et Administrative*, Brest, 438 p.
- BABIN C. *et al.*, 1976. - The Ordovician of the Armorican Massif (France). In : M.G. Basset (ed.) *The Ordovician system. Proceedings of a paleontological symposium*, Birmingham, sept. 1974, 696 p. : 359-385.
- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M., 1976. - Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minér. Bretagne*, n° spécial.
- BABIN C., COCKS L.R.M., WALLISER O.H., 1980. - Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, 191-202.
- BABIN C., DARBOUX J.R., DUEE G., GRAVELLE M., MORZADEC P., PLUSQUELLEC Y., THONON P., 1975. - Tectoniques tangentielles et tectoniques superposées dans le Dévonien de la Rade de Brest (Nord Finistère). *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 280, 259-262.
- BAGNOLD R.A., 1946. - Motion of waves in shallow water. Interactions between waves and sand bottoms. *Proc. R. Soc.*, A 187, 1-15.
- BAILEY R.J., 1966. - Scour ripples in the Ludlovian of south Radnorshire, Wales. *Sedimentology*, 7, 131-136.
- BALDWIN C.T., JOHNSON H.D., 1977. - Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal flat/lagoonal deposits. *Sedimentology*, 24, 801-818.
- BALTZER F. 1980.-Géodynamique de la sédimentation et diagenèse précoce sur un delta tropical à Mangroves en domaine ultrabasique (Nouvelle Calédonie). *Thèse d'Etat*, Orsay, 235 p.
- BARRIERE M., ROLET J., THONON P., 1983. - Le magmatisme, marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 296, 917-920.
- BARROIS C., 1877. - Note préliminaire sur le terrain silurien de l'Ouest de la Bretagne. *Ann. Soc. géol. Nord*, 4 (1876-77), 38-57.
- BARROIS C., 1889. - Observations sur la constitution géologique de l'Ouest de la Bretagne (3e article). *Ann. Soc. géol. Nord*, 16, 1-11.
- BERNSTEIN J., 1954. - Tsunamis. *Sci. Amer.*, 191, 60-64.
- BERTRAND-SARFATI J., FABRE J., MOUSSINE-POUCHKINE A., 1977. - Géodynamique des aires sédimentaires cratoniques : quelques exemples sahariens. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 11, 217-231.
- BIRKENMAJER K., 1979. - Channelling and orientation of rugose corals in shallow-marine lower Permian of south Spitsbergen. *Studia Geologica Polonica*, LX, 45-56.
- BISHOP A.C., BRADSHAW J.D., RENOUF J.T., TAYLOR R.G., 1969. - The stratigraphy and structure of part of west Finistere, France. *Quart. J. geol. Soc. London*, 124 (1968), 309-348.
- BJORLYKKE K., 1974 a. - Depositional history and geochemical composition of lower Palaeozoic epicontinental sediments from the Oslo region. *Norges geol. Unders.*, 305, 1-81.
- BJORLYKKE K., 1974 b. - Geochemical and mineralogical influence of Ordovician Island Arcs on epicontinental clastic sedimentation. A study of lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo region, Norway. *Sedimentology*, 21, 251-272.

- BLANT M.G., ARENTS C., BAER C.B., BERTRAND J.P., DURIF P., ELLOY R., HOUAREAU C., YAPAUDJIAN L., 1974. - Méthodes modernes de géologie de terrain. I : principes d'analyses sédimentologiques. Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Ed. Technip., Paris, 97 p.
- BLAISE J., BOOYX E., 1980. - Remarques sur le Paléozoïque inférieur de quelques secteurs de l'Afghanistan central et des domaines ibéro-armoricains : stratigraphie comparée et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XII, 1, 63-76.
- BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R., 1972. - Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Inc., 634 p.
- BLOOS G., 1976. - Untersuchungen über Bau und Entstehung der feinkörnigen Sandsteine des Schwarzen Jura (Hettangium) und tiefstes Sinemurium im Schwäbischen sedimentationsbereich. *Arb. Inst. Geol. Palaeont.*, Univ. Stuttgart, N.F. 71, 1-269.
- BOERSMA J.R., 1970. - Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Unpublished *Ph. D. Thesis*, Univ. of Utrecht, 65 p.
- BOERSMA J.R., VAN GELDER A., 1982. - Structures and sequences in a Miocene wave-dominated prograding shoreline, Lower Rhine embayment, Germany. *11th Int. Cong. Sedim.*, Hamilton 1982, abstr. : 105.
- BOURGEOIS J., 1980. - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification : the Cape Sebastian Sandstone (upper Cretaceous), south-western Oregon. *J. Sed. Petrol.*, 50, 681-702.
- BOURGEOIS J., 1983. - Hummocks. Do they grow ? *Amer. Assoc. Petrol. Geologists bull.*, 67, 428.
- BOURGEOIS J., LEITHOLD E.L., 1983. - Sedimentation, tectonics and sea-level change as reflected in four wave-dominated shelf sequences in Oregon and California. In : Larue D.K. and Steel R.J., eds. *Cenozoic marine sedimentation, Pacific margin, U.S.A.* Los Angeles, CA : *Pacific Sect. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists*, 1-16.
- BOUYX E., 1979. - Comparaison de faciès et reconstitutions paléogéographiques : l'exemple de quelques séries ordoviciennes d'Europe occidentale et d'Asie méridionale. *104e Congr. Soc. Savantes, sciences*, III, 85-96.
- BOYLES J.M., 1982. - Hummocky cross-stratification and associated erosional features : description and depositional processes. *11th Int. Cong. Sedim.*, Hamilton 1982, abstr. : 104.
- BRADSHAW J.D., 1963. - The lower Paleozoic and lowest Devonian rocks of the Crozon peninsula (Finistère). *Ph. D. Thesis*, London, 234 p. (inédit).
- BRADSHAW J.D., 1966. - An unusual sedimentary structure indicative of shallow water condition in the Grès armoricain of Finistère (France). *Sedimentology*, 7, 149-154.
- BRENCHLEY P.J., NEWALL G., 1980. - A facies analysis of upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region, Norway ; a record of glacio-eustatic changes. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 31, 1, 1-38.
- BRENCHLEY P.J., NEWALL G., 1982. - Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. *J. Sed. Petrol.*, 52, 4, 1257-1269.
- BRENCHLEY P.J., NEWALL G., STANISTREET I.G., 1979. - A Storm-surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician Norway. *Sediment. Geol.*, 22, 185-217.
- BRIDGES P.H., 1972. - The significance of tool marks on a silurian erosional furrow. *Geol. Mag.*, 109, 405-410.

- CACCHIONE D.A., DRAKE D.E., 1982. - Measurements of storm-generated bottom stresses on the continental shelf. *Jour. Geophys. Res.*, 87, 1952-1960.
- CACCHIONE D.A., DRAKE D.E., WIBERG P., 1982. - Velocity and bottom-stress measurements in the bottom boundary layer, outer Norton Sound, Alaska. In : C.H. Nelson & S.D. Nio (eds) : The north-eastern Bering shelf : new perspectives of epicontinental shelf processes and depositional products. *Geol. Mijnbouw*, 61, 071-078.
- CAMPBELL C.V., 1966. - Truncated wave-ripple laminae. *Jour. Sedim. Petrol.*, 36, 825-828.
- CAMPBELL C.V., 1967. - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 7-26.
- CAMPBELL C.V., 1971. - Depositional model - Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, northwestern New Mexico. *Jour. Sedim. Petrol.*, 41, 395-409.
- CAMPBELL C.V., OAKS R.Q. Jr., 1973. - Estuarine sandstone filling tidal scours, Lower Cretaceous Fall River Formation, Wyoming. *Jour. Sedim. Petrol.*, 43, 765-778.
- CANT D.J., 1980. - Storm-dominated shallow marine sediments of the Arisaig Group (Silurian-Devonian) of Nova Scotia. *Can. Jour. Earth Sc.*, 17, 120-131.
- CANT D.J., WALKER R.G., 1976. - Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. Jour. Earth Sc.*, 13, 1, 102-109. 102-119.
- CARSTENS M.R., NEILSON F.M., ALTINBILEK H.D., 1969. - Bed forms generated in the laboratory under an oscillatory flow : analytical and experimental study. *U.S. Army Coastal Engineering Research Center Technical Memorandum*, 28, 39 p.
- CAVALERI L., STEFANON A., 1980. - Bottom features due to extreme meteorological events in the northern Adriatic Sea. *Mar. Geol.*, 36, 49-64.
- CHAUVEL J., NION J., 1969. - Sur la présence de *Phlyctocystis* CHAUVEL, 1966, Echinoderme Cystoïde, dans l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. géol. France*, 7, 11, 443-446.
- CHAUVEL J.J., ROBARDET M., LEFORT J.P., 1979. - Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, C, XI, 1-2, 1-48.
- CLIFTON H.E., 1976. - Wave-formed sedimentary structures - a conceptual model. In : Davis R.A. Jr. and Ethington R.L., eds., Beach and nearshore sedimentation : *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists*, Spec. Pub., 24, 126-146.
- CLIFTON H.E., HUNTER R.E., PHILLIPS R.L., 1971. - Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore. *Jour. Sedim. Petrol.*, 41, 651-670.
- COCHERIE A., CARPENTER M., 1979. Comportement géochimique des terres rares dans la trondhjémite de Douarnenez : implications pétrogénétiques. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, I, 4, 337-347.
- COGNE J., 1974. - Le Massif armoricain. In : J. Debelmas (éd.) : *Géologie de la France*, 1, 105-161.
- COGNE J., 1975. - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In : *Coll. intern. C.N.R.S.*, n° 268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, 111-129.
- COLEMAN P.J., 1968. - Tsunamis as geological agents. *J. geol. Soc. Aust.*, 15, 2, 267-273.
- COLEMAN P.J., 1978. - Tsunamis sedimentation. In : R.W. Fairbridge et J. Bourgeois (eds.) : *The Encyclopedia of sedimentology*, VI, Dowden Hutchinson & Ross, 828-831.

- COOK D.O., GORSLINE D.S., 1972. - Field observations of sand transport by shoaling waves. *Marine Geology*, 13, 31-56.
- COUDRAY J., MICHEL D., 1981. - Analyse sédimentologique des "calcaires noduleux" qui encadrent les radiolarites du Dinantien de la Montagne Noire (France) et apport des données expérimentales à la compréhension de leur genèse. In : A. Farinacci & S. Elmi (éd.) : Rosso ammonitico, *Symposium Proceedings*, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 149-167.
- CREAGER J.S., STERNBERG R.W., 1972. - Some specific problems in understanding bottom sediment distribution and dispersal on the continental shelf. In : Swift D.J.P., Duane D.B. and Pilkey O.H. (eds.). *Shelf sediment transport : Process and Pattern*, Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross, 347-362.
- DANGEARD L., RIOULT M., 1959. - Observations sur les traces des organismes fousseurs dans l'Ordovicien normand. *Bull. Soc. géol. France*, 7, I, 19, 270-276.
- DARBOUX J.R., 1981. - Caractérisation du régime cisailant de la déformation hercynienne dans les Monts d'Arrée (Massif Armoricaïn, France). *C. R. Acad. Sc. Paris*, série II, 292, 1497-1500.
- DARBOUX J.R., GRAVELLE M., PELHATE A., ROLET J., 1977. - L'évolution tectonique de la terminaison occidentale du domaine centre-armoricain au Dévonien et au Carbonifère. *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 284, 1151-1154.
- DARBOUX J.R., ROLET J., 1979. - Mise en évidence d'unités hercyniennes différenciées dans le domaine centre-armoricain occidental. Rapprochement ? Recouvrement ? 7^e Réunion. *ann. Sci. Terre*, Lyon, 143, Soc. géol. France édit.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., GREENWOOD B., 1974. - Bedforms and structures associated with bar topography in the shallow water wave environment, Kouchibougac Bay, New Brunswick, Canada. *J. Sed. Petrol.*, 44, 698-704.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., GREENWOOD B., 1976. - Facies relationships on a barred coast, Kouchibougac Bay, New Brunswick, Canada. In : R.A. Davis Jr. & R.L. Ethington (eds) : Beach and nearshore sedimentation, *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, spec. publ. 24, 149-168.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., PEMBER G.F., 1980. - Morphology and sedimentology of multiple parallel bar systems, southern Georgian Bay, Ontario. In : S.B. Mc Cann (ed.) : littoral processes and shore morphology, Halifax, Nova Scotia, 1978. *Geol. Surv. Canada*, pap. 80-10, 417-428.
- DELFAUD J., 1967. - Un exemple d'application de l'analyse séquentielle à l'étude de l'Urgonien pyrénéen. *Actes Soc. Linn. Bordeaux*, 104, B, n° 1.
- DELFAUD J., 1969. - Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. *Thèse Doc. d'Etat*, Fac. Sc. Bordeaux, 875 p.
- DELFAUD J., 1972. - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mém. B.R.G.M.*, 77, 2, 593-611.
- DELFAUD J., 1974. - Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. géol. France*, (7), 16, 643-650.
- DELFAUD J., 1977. - La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins. Rôle du climat. *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 191-216.
- DELFAUD J. et al., 1975. - Les discontinuités sédimentaires dans le Jurassique français. Réflexion méthodologique. *9th int. sediment. Congr.* (Nice, 1975), thème 5, 163-175.

- DESTOMBES J., 1971. - L'Ordovicien au Maroc ; essai de synthèse stratigraphique. Colloque Ordovicien-Silurien, Brest, 1971, *Mém. B.R.G.M.*, 73, 237-263.
- DEUNFF J., 1958. - Microfossiles planctoniques du Paléozoïque armoricain. I. Ordovicien du Veryarc'h (Presqu'île de Crozon). *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n. Sér., 2, 1-41.
- DINGLER J.R., 1974. - Wave-formed ripples in nearshore sands. *Ph. D. Thesis*, Univ. of California, San Diego, 136 p.
- DINGLER J.R., 1979. - The threshold of grain motion under oscillatory flow in a laboratory wave channel. *Jour. Sedim. Petrol.*, 49, 287-294.
- DOTT R.H. Jr., 1964. - Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification ? *Jour. Sedim. Petrol.*, 34, 625-632.
- DOTT R.H. Jr., 1983. - Episodic sedimentation. How normal is average ? How rare is rare ? Does it matter ? *Jour. Sedim. Petrol.*, 53, 1, 5-23.
- DOTT R.H. Jr., BOURGEOIS J., 1979. - Hummocky cross-stratification. Importance of variable bedding sequences analogous to the Bouma sequence. *Geol. Soc. of America, Abstr. with Programs*, 11, 414.
- DOTT R.H. Jr., BOURGEOIS J., 1981. - Hummocky cross-stratification. *Yearbook of Science and Technology*, Mc Graw Hill, New York, 349-351.
- DOTT R.H. Jr., BOURGEOIS J., 1982. - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 663-680.
- DRAKE D.E., CACCHIONE D.A., MUENCH R.D., NELSON C.H., 1980. - Sediment transport in Norton Sound, Alaska. *Marine Geology*, 36, 97-126.
- DRAPER L., 1967. - Wave activity at the sea bed around northwestern Europe. *Marine Geology*, 5, 133-140.
- DUNBAR C.O., RODGERS J., 1957. - Principles of stratigraphy. John Wiley & Sons, New York
- DURAND J., 1983 a. - Sédimentation normale et sédimentation de tempête : importance relative dans le Grès armoricain. *2nd E.U.G. Mtgs*, Terra cognita, 3 (2-3), 233.
- DURAND J., 1983 b. - Ichnocoenoses du Grès armoricain (Ordovicien inférieur du Massif Armoricaïn) dans leur contexte sédimentologique. *1er Cong. intern. de Paléoécologie*, Lyon, sous presse.
- DURAND S. (coord.), 1977. - Bretagne. Guides géologiques régionaux, Masson éd., 206 p.
- DURINGER P., 1982. - Sédimentologie et paléoécologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle (Trias germanique) de l'est de la France. Diachronie des faciès et reconstitutions des paléoenvironnements. *Thèse 3è Cycle*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 96 p.
- DYER K.R., 1982. - The initiation of sedimentary furrows by standing internal waves. *Sedimentology*, 29, 885-889.
- EWING J.A., 1973. - Wave-induced bottom currents on the outer shelf. *Marine Geology*, 15, M 31-M 35.
- FIGUEIREDO A.G. Jr., SANDERS J.E., SWIFT D.J.P., 1982. - Storm-graded layers on inner continental shelves : examples from southern Brazil and the atlantic coast of the Central United States. *Sediment. Geol.*, 31, 171-190.

- FLOOD R.D., 1981. - Distribution, morphology and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. *Sedimentology*, 28, 511-529.
- FLOOD R.D., 1983. - Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 630-639.
- FOLK R.L., 1974. - Petrology of sedimentary rocks. Hemphill publishing Co.
- FOURNIE D., 1973. - L'analyse séquentielle et la sédimentologie des roches carbonatées. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 7, 1, 147-169.
- FOURNIE D., 1975. - L'analyse séquentielle et la sédimentologie de l'Yprésien de Tunisie. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 9, 1, 27-75.
- GADOW S., REINECK H.E., 1969. - Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. *Senckenbergiana Maritima*, 1, 63-78.
- GALL J.C., 1976. - Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la Paléoécologie. Doin édit., 228 p.
- GEORGE T.N., 1978. - Eustasy and tectonics : sedimentary rhythms and stratigraphical units in British Dinantian correlation. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 42, 2, n° 13, 229-262.
- GIENAPP H., 1973. - Strömungen während der Sturmflut vom 2. November 1965, in der Deutschen Bucht und ihre Bedeutung für den Sedimenttransport. *Senckenbergiana Maritima*, 5, 135-151.
- GIGNOUX M., 1950. - Géologie stratigraphique. Masson et Cie, éd.
- GILBERT G.K., 1899. - Ripple marks and cross-bedding. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 10, 135-140.
- GINGERICH P.D., 1969. - Markov analysis of cyclic alluvial sediments. *Jour. Sedim. Petrol.*, 39, 1, 330-332.
- GOLDRING R., AIGNER T., 1982. - Scour and fill : the significance of event separation. In : G. Einsele & A. Seilacher (eds.) : *Cyclic and Event stratification*, Springer Verlag, 354-362.
- GOLDRING R., BRIDGES P.H., 1973. - Sublittoral sheet sandstones. *Jour. Sedim. Petrol.*, 43, 736-747.
- GOLDRING R., LANGENSTRASSEN F., 1979. - Open shelf and near shore clastic facies in the Devonian. *Spec. Paper in Paleontology*, 29, 81-97.
- GREENSMITH J.T., RAWSON P.F., SHALABY S.E., 1980. - An association of minor fining-upward cycles and aligned gutter marks in the middle Lias (lower Jurassic) of the Yorkshire coast. *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 42, 525-538.
- GREENWOOD B., DAVIDSON-ARNOTT R.G.D., 1979. - Marine bar sedimentation and equilibrium. *Can. J. Earth Sc.*, 16,
- GREENWOOD B., HALE P.B., 1980. - Depth of activity, sediment flux and morphological change in a barred nearshore environment. In : S.B. Mc Cann (ed.) : *The coastline of Canada. Littoral processes and shore morphology*, Halifax, Nova Scotia, 1978, *Geol. Surv. Canada*, pap. 80-10, 89-109.
- GREENWOOD B., HALE P.B., 1982. - Lagrangian sediment motion in a crescentic nearshore bar under storm-induced waves and currents. *Canadian Jour. Earth Sc.*, 19, 3, 424-433.

- GRESSLY A., 1838. - Observations géologiques sur le Jura soleurois. *Nouv. Mém. Soc. Helv. Sc. Nat.*, Neuchâtel, II, 241 p.
- GUBLER Y., BUGNICOURT D., FABER J., KUBLER B., NYSSSEN R., 1966. - Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires. Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel. Ed. Technip, Paris, 291 p.
- GUILLOCHEAU F., 1980. - Mise en évidence d'une séquence à petite échelle résultant de l'action de vagues de tempête dans la Formation de Tibidy (mésodévonien, Finistère, Massif Armoricaïn). *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 290, 1447-1450.
- GUILLOCHEAU F., 1982 a. - Les "Ridens" : corps sédimentaires constitutifs de la Formation du Grès armoricaïn (Arenig, presqu'île de Crozon, Massif Armoricaïn). *9è Réunion. ann. Sc. Terre*, Paris, 304 ; *Soc. géol. France* édit.
- GUILLOCHEAU F., 1982 b. - Les nodules de la formation de Postolonnec (Arenig moyen - Caradoc inférieur, presqu'île de Crozon, Finistère). Origine du matériel constitutif. Vitesse de formation. *107e Cong. nat. Soc. Sav.*, Brest, 1982, Sciences, fasc. III, 31-37.
- GUILLOCHEAU F., ROLET J., 1982. - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaïne. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (C), 14, 2, 45-62.
- GUY H.P., SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., 1966. - Summary of alluvial channel data from flume experiments from 1956 to 1961. *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.*, 462-I, I 1-I 96.
- HADLEY M.L., 1964. - Wave-induced bottom currents in the Celtic Sea. *Marine Geology*, 2, 164-167.
- HALE P.B., GREENWOOD B., 1980. - Storm wave climatology : a study of the magnitude and frequency of geomorphic process. In : S.B. Mc Cann (ed.) : The coastline of Canada - littoral processes and shore morphology, Halifax, Nova Scotia, 1978 ; *Geol. Surv. Canada*, pap. 80-10, 73-88.
- HALLAM A., SELLWOOD B.W., 1976. - Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. *Jour. Geol.*, 84, 301-321.
- HAMBLIN A.P., WALKER R.G., 1979. - Storm-dominated shallow marine deposits : the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth. Sc.*, 16, 1673-1690.
- HAMMAN W., 1974-1976. - The Ordovician in the Iberian peninsula. A review. In : M.G. Bassett (ed.), 1976, p. 387-409. The Ordovician system : *Proc. Paleont. Ass. Symposium*, Birmingham, sept. 1974.
- HAMOUMI N., 1981. - Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif Armoricaïn). Comparaison des coupes du Veryarc'h et de l'Aber-Kerglintin. *Thèse 3e Cycle*, Univ. Brest, 224 p. (inédit).
- HAMOUMI N., LE RIBAUT L., PELHATE A., 1981. - Les Schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif Armoricaïn occidental) : une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXIII, 279-286.
- HAMOUMI N., ROLET J., PELHATE A., 1980. - Quelques nouvelles observations sur la sédimentation de la Formation des Schistes du Cosquer (Presqu'île de Crozon, Massif Armoricaïn). *8è Réunion. ann. Sc. Terre*, Marseille, 179 ; *Soc. géol. France* édit.
- HAMOUMI N., GUILLOCHEAU F., PELHATE A., 1983. - La sédimentation à l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif armoricaïn, France). *Cong. "Calédonides"*, Rabat, aout 1983, soumis à *Sc. Geol. Bull.*

- HANCOCK J.M., KAUFFMAN E.G., 1979. - The great transgressions of the Late Cretaceous. *Jour. Geol. Soc. London*, 136, 175-186.
- HARBAUGH J.W., BONHAM-CARTER G., 1970. - Computer simulation in geology. Wiley, New York, 575 p.
- HARDENBOL J., VAIL P.R., FERRER J., 1981. - Interpreting paleoenvironments, subsidence history and sea-level changes of passive margins from seismic and biostratigraphy. *Oceanologica Acta*, 4, 33-44.
- HARMS J.C., 1969. - Hydraulic significance of some sand ripples. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, 363-396.
- HARMS J.C., 1979. - Primary sedimentary structures. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sc.*, 7, 227-248.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R., WALKER R.G., 1975. - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. econ. Paleont. Miner.*, short course 2, Dallas, 161 p.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., WALKER R.G., 1982. - Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, short course 9, Calgary.
- HAYES M.O., 1967. - Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *Am. Assoc. Petrol. Geologists Bull.*, 51, 937-942.
- HAYES W.W., 1981. - Facing geologic and hydrologic hazards. Earth science considerations. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 1240, B, B 32-B 37.
- HENRY J.L., 1969. - Micro-organismes incertae-sedis (Acritarches et Chitinozoaires) de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère) : gisements de Mort-anglaise et de Kerglentin. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n. sér. (1968), 59-100.
- HENRY J.L., 1980. - Trilobites ordoviciens du Massif Armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 22, 250 p.
- HENRY J.L., MELOU M., NION J., PARIS F., ROBARDET M., SKEVINGTON D., THADEU D., 1976. - L'apport de Graptolites de la zone à *G. teretiusculus* dans la datation de faunes benthiques lusitano-armoricaines. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVI, 275-281.
- HENRY J.L., NION J., PARIS F., THADEU D., 1974. - Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra de Buçaco) et du massif Armoricain : essai de comparaison et signification paléogéographique. *Com. Serv. géol. Portugal*, LVII, 303-352.
- HISCOTT R.N., 1977. - Sedimentology and regional implications of deep-water sandstones of the Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. *Ph D. Thesis*, Mc Master Univ., Hamilton, Ontario, Canada, 542 p.
- HISCOTT R.N., 1981. - Chi-Square tests for Markov Chain analysis. *Mathematical Geology*, 13, 1, 69-80.
- HOFFERT M., PARADIS S., SAGUEZ G., DU CASTEL V., GUILLOCHEAU F., COTTEN J., 1983. - Etude des sédiments associés aux nodules polymétalliques entre 18°S et 30°S dans la zone économique de la Polynésie française. *Rap. sc. C.N.EX.O. n° 81/6677*, Fac. Sc. Brest.
- HOWARD J.D., 1972. - Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. In : J.K. Rigby & W.K. Hamblin (eds.). Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. econ. Paleont. Mineral.*, spec. pub., n° 16, 215-225.
- HOWARD J.D., NELSON C.H., 1982. - Sedimentary structures on a delta-influenced shallow shelf, Norton Sound, Alaska. In : C.H. Nelson & S.D. Nio (eds.). The northeastern Bering Shelf : new perspectives of epicontinental shelf processes and depositional products. *Geol. Mijnbouw*, 61, 29-36.

- HOWARD J.D., REINECK H.E., 1972. - Georgia coastal region, Sapelo island, U.S.A. : Sedimentology and biology. IV. - Physical and biogenic sedimentary structures of the near-shore shelf. *Senckenbergiana maritima*, 4, 81-123.
- HOWARD J.D., REINECK H.E., 1981. - Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence : comparison with low-energy sequence. *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.*, 65, 807- 830.
- HUNTER R.E., 1974. - Types of eolian strata and pseudostrata (abs.). *Am. Ass. Petrol. Geol. and Soc. Econ. Mineral. Paleont. Ann. Meeting Abstracts*, 1, 47-48.
- HUNTER R.E., 1977. - Terminology of cross-stratified sedimentary layers and climbing-ripple structures. *Jour. Sedim. Petrol.*, 47, 2, 697-706.
- HUNTER R.E., CLIFTON H.E., 1982. - Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon coast. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 127-143.
- HUNTER R.E., CLIFTON H.E., PHILLIPS R.L., 1979. - Depositional processes, sedimentary structures, and predicted vertical sequences in barred nearshore systems, southern Oregon coast. *Jour. Sedim. Petrol.*, 49, 711-726.
- INMAN D.L., 1957. - Wave-generated ripples in nearshore sands : U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Tech. Memo. 100, 66 p.
- JOHNSON H.D., 1978. - Shallow siliclastic seas. In : H.G. Reading (ed.) : *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Scientific Publications, 207-258.
- JONES B., DIXON O.A., 1976. - Storm deposits in the Read Bay Formation (upper Silurian), Somerset Island, arctic Canada (an application of Markov Chain analysis). *Jour. Sedim. Petrol.*, 46, 393-401.
- JOPLING A.V., WALKER R.G., 1968. - Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Jour. Sedim. Petrol.*, 38, 971-984.
- JULIVERT M., MARTINEZ F.J., RIBEIRO A., 1980. - The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCIX, 132-158.
- KARL H.A., 1980. - Speculations on processes responsible for mesoscale current lineations on the continental shelf, southern California. *Marine Geology*, 34, M 9-M 18.
- KAUFFMAN E.G., 1977. - Geological and biological overview - Western Interior Cretaceous basin. In : E.G. Kauffman (ed.), *Cretaceous facies, faunas and paleoenvironments across the Western Interior basin. The Mountain Geologist*, 14, n° 3-4, 75-99.
- KERFORNE F., 1901. - Etude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon. *Thèse*, Rennes, Impr. F. Simon, 134 p.
- KLEIN G. de Vries, 1971. - A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2585-2592.
- KLEIN G. de Vries, 1972. - Determination of paleotidal range in clastic sedimentary rocks. *Proc. Int. Geol. Congr.*, Montréal, 24 (6), 397-405.
- KLEIN G. de Vries, 1977. - Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in epeiric and mioclinal shelf seas. *Sedimentary Geology*, 18, 1-12.
- KLEIN G. de Vries, 1982. - Probable sequential arrangement of depositional systems on cratons. *Geology*, 10, 17-22.
- KOMAR P.D., NEUDECK R.H., KULM L.D., 1972. - Observations and significance of deep-water oscillatory ripple marks on the Oregon continental shelf. In : *Shelf sediment transport*, D.J.P. Swift, D.B. Duane & O.H. Pilkey (eds.), Dowden, Hutchinson & Ross Inc., Stroudsburg, Pa., 601-619.

- KREISA R.D., 1981. - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *Jour. Sedim. Petrol.*, 51, 823-848.
- KREISA R.D., BAMBACH R.K., 1982. - The role of storm processes in generating shell beds in paleozoic shelf environments. In : G. Einsele & A. Seilacher (eds.) : *Cyclic and event stratification*, Springer Verlag, 200-207.
- KRUMBEIN W.C., 1967. - FORTRAN IV Computer programs for Markov Chain experiments in geology. *Kansas Geological Survey, Computer Contribution* 13.
- KRUMBEIN W.C., DACEY M.F., 1969. Markov chains and embedded Markov chains in geology. *Jour. Int. Ass. Math. Geol.*, 1, n° 1, 79-96.
- KRUMBEIN W.C., SLOSS L.L., 1963. - Stratigraphy and sedimentation (2e ed.). Freeman & Co, San Francisco,
- KULM L.D., ROUSH R.C., HARLETT J.C., NEUDECK R.H., CHAMBERS D.M., RUNGE E.J., 1975. - Oregon continental shelf sedimentation : Interrelationships of facies distribution and sedimentary processes. *Jour. Geol.*, 83, 145-175.
- KUMAR N., SANDERS J.E., 1976. - Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. *Jour. Sedim. Petrol.*, 46, 145-162.
- KUMAR N., SANDERS J.E., 1978. - Storm deposits. In : R.W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.) : *The encyclopedia of sedimentology*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Penn. ; *Encyclop. Earth Sc.*, 6, 767-770.
- LARDEUX H., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., MORZADÉC P., PARIS F., RACHEBOEUF P., ROBARDET M., 1977. - Evolution géologique du Massif Armoricaïn au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. Int. C.N.R.S.*, 243, 181-192.
- LECKIE D.A., WALKER R.G., 1982. - Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-lower Gates interval. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 66, 138-157.
- LEFORT J.P., RIBEIRO A., 1980. - La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain ? *Bull. Soc. géol. France*, (7), XXII, n° 3, 455-462.
- LEGGETT J.K., 1978. - Eustacy and pelagic regimes in the Iapetus Ocean during the Ordovician and Silurian. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 41, 163-169.
- LEGGETT J.K., Mc KERROW W.S., COCKS L.R.M., RICHARDS R.B., 1981. - Periodicity in the early Paleozoic marine realm. *Jour. Geol. Soc. London*, 138, 167-176.
- LEMOSQUET Y., 1970. - Etude des figures et structures sédimentaires de l'Ordovicien de Normandie. *Bull. Soc. linn. Normandie*, 101, 45-65.
- LENOTRE N., 1977. - Etude des marques de courant par photographie sous-marine (organisation et gestion d'une photothèque). *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Bordeaux I, 2 vol., 96 p.
- LINDSTROM M., RACHEBOEUF P., HENRY J.L., 1974. - Ordovician Conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon peninsula, Massif armoricaïn) and their stratigraphic significance. *Geologica and Palaeontologica*, 8, 15-28.
- LOMBARD A., 1956. - Géologie sédimentaire, les séries marines. Masson & Cie, éd., Paris.
- LOMBARD A., 1966. - La stratification : révision, critique et essai de théorie génétique. *Eologicae Geol. Helv.*, 58, 1, 135-155.
- LOMBARD A., 1972. - Séries sédimentaires, genèse - évolution. Masson & Cie, éd., Paris, 425 p.

- LOUITT T.S., KENNETT J.P., 1981. - New Zealand and Australian Cenozoic sedimentary cycles and global sea-level changes. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 1586-1601.
- MACAR P., EK C., 1965. - Un curieux phénomène d'érosion famennienne : les "Pains de Grès" de Chambralles (Ardenne belge). *Sedimentology*, 4, 53-64.
- MACHIDA T., INOKUCHI M., MATSUMOTO E., ISHII T., IKEDA H., 1974. - Sand ripple patterns and their arrangement on the sea bottom of the Tatado beach, Izu peninsula, central Japan. *Sc. Rep. of the Tokyo Kyoiku Daigaku, section C, Geogr., Geol. & Mineral.* 12, n° 113, 1-16.
- McKEE E.D., 1965. - Experiments on ripple lamination. In : G.V. Middleton (ed.) : Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, spec. publ., 12, 66-83.
- McKEE E.D., 1979. - Sedimentary structures in dunes. In : McKee E.D. (ed.) : A study of global sand seas. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 1052, 83-134.
- McKERROW W.S., 1979. - Ordovician and Silurian changes in sea level. *Jour. geol. Soc. London*, 136, 137-145.
- MAILLET P., 1977. - Etude géochimique de quelques séries spilitiques du Massif armoricain. Implications géotectoniques. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Rennes, 134 p.
- MANOHAR M., 1955. - Mechanics of bottom sediment movement due to wave action. *U. S. Army Corps Engrs, Beach Erosion Bd. Tech. Memo* 75, 121 p.
- MARSAGLIA K.M., KLEIN G. de Vries, 1982. - Paleogeography of storm depositional systems. *11th Int. Cong. Sedim.* Hamilton 1982, 168.
- MARSAGLIA K.M., KLEIN G. de Vries, 1983. - The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional systems. *Jour. Geol.*, 91, 117-142.
- MEGNIEN C., 1980. - Synthèse géologique du Bassin de Paris. *Mém. B.R.G.M. n° 101-102*, 3 vol., 466 p.
- MELOU M., 1975. - Le genre *Heterorthis* (Brachiopoda, Orthida) dans la Formation des schistes de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, 8, 3, 191-208.
- MELOU M., 1976. - *Orthida* (Brachiopoda) de la Formation de Postolonnec (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, n° 9, 6, 693-717.
- MELOU M., PLUSQUELLEC Y., 1974. - Notice explicative de la carte géologique de France à 1/50 000, feuille de Douarnenez, n° 309 (Ordovicien moyen et supérieur). *B. R. G. M.*
- MIALL A.D., 1973. - Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession. *Sedimentology*, 20, n° 3, 347-364.
- MICHEL D., 1981. - Palaeoenvironnement des calcaires noduleux et lydiennes en Montagne Noire (Dévonien supérieur - Dinantien) : sédimentologie, approche expérimentale et géochimie. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Paris Sud (Orsay), 385 p.
- MIDDLETON G.V., 1967. - Experiments on density and turbidity currents. *Can. Jour. Earth Sc.*, 4, 475-505.
- MIDDLETON G.V., 1978. - Facies. In : R.W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.). *The Encyclopedia of Sedimentology*, VI, Dowden, Hutchinson & Ross, 323-325.
- MOOERS C.N.K., 1976. - Introduction to the physical oceanography and fluid dynamics of continental margins. In : *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. D.J. Stanley & D.J.P. Swift (eds.), p. 7-21. John Wiley, New York.

- MOORE R.C., 1949. - Meaning of facies. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 39, 1-34.
- MORTON R.A., 1981. - Formation of storm deposits by wind-forced currents in the gulf of Mexico and the North sea. In : Holocene marine sedimentation in the North Sea basin, S.D. Nio, R.T.E. Schüttenhelm & T.C.E. van Weering (eds.), *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5, 385-396.
- MOUNT J., 1983. - Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (lower Cambrian), White-Inyo Mountains, Eastern California. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 3, 941-958.
- MUTTI E., RICCI-LUCCHI F., 1972. - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale : introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199.
- MUTTI E., RICCI-LUCCHI F., 1974. - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVI, 6, 577-582.
- NELSON C.H., 1982. - Modern shallow-water graded sand layers from storm deposits, Bering shelf : a mimic of Bouma sequences and turbidites systems. *Jour. Sedim. Petrol.*, 52, 537-545.
- NEWTON R.S., 1968. - Internal structure of wave-formed ripple marks in the nearshore zone. *Sedimentology*, 11, 275-292.
- ODIN G.S., GALE N.H., 1982. - Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. *C. R. Acad. Sc. Paris*, II, 294, 453-456.
- PARADIS S., 1981. - Le métamorphisme hercynien dans le domaine centre-armoricain occidental : essai de caractérisation par l'étude des phyllites des formations grésopélitiques. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Brest, 175 p.
- PARIS F., 1981. - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du SW de l'Europe. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F., ROBARDET M., 1977. - Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIX, n° 5, 1121-1126.
- PARIS F., SKEVINGTON D., 1979. - Présence de graptolites de l'Arenig moyen à la base de la Formation de Postolonnec (Massif armoricain) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, n° 12, 6, 907-911.
- PERRODON A., 1969. - Esquisse d'une géologie dynamique des bassins sédimentaires. *Sc. Terre*, 14, 4, 301-328.
- PERRODON A., 1971. - Essai de classification des bassins sédimentaires. *Sc. Terre*, 16, 2, 191-227.
- PERRODON A., 1977. - Concepts, modèles et logique des bassins sédimentaires. *Bull. Centres Rech. Expl. - Prod. Elf-Aquitaine*, 1,1, 111-130.
- PETTIJOHN F.J., POTTER E., SIEVER R., 1973. - Sand and sandstone. Springer Verlag, 618 p.
- PIQUE A., 1981. - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et son prolongement dans le Nord-Ouest de l'Afrique. *Sc. Géol. Bull.*, 34, 2, 123-134.
- PLATZMAN E., 1983. - Implications for role of density currents in generation of hummocky cross-stratified beds in an upper Devonian shallow-marine sequence, New York. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 67, p. 535.
- PLINT A.G., 1983. - Facies, environments and sedimentary cycles in the middle Eocene, Bracklesham Formation of the Hampshire Basin : evidence for global sea-level changes ? *Sedimentology*, 30, 625-653.

- PONCET J., 1964. - Couches intra-formationnelles à galets primitivement mous dans l'Ordovicien moyen de la région de Caen. In : L.M.J.U. Van Straaten (ed.) : *Deltas and shallow marine deposits*, Elsevier publ., 330-335.
- POULET M., MONTADERT L., SALLE C., GRAU G., 1975. - Tectonique globale et évolution structurale des bassins sédimentaires. *9th World Petrol. Cong. Tokyo*, 2, 19-32.
- RAAF J.F.M. de, BOERSMA J.R., VAN GELDER A., 1977. - Wave-generated structures and sequences from a shallow-marine succession, lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24, 451-483.
- RAAF J.F.M. de, READING H.G., WALKER R.G., 1965. - Cyclic sedimentation in the lower Westphalian of north Devon, England. *Sedimentology*, 4, 1-52.
- RAMSBOTTOM W.H.C., 1977. - Major cycles of transgression and regression (mesothems) in the Namurian. *Proc. Yorks. geol. Soc.*, 41, 261-291.
- RAMSBOTTOM W.H.C., 1979. - Rates of transgression and regression in the carboniferous of NW Europe. *Jour. geol. Soc. London*, 136, 147-153.
- READ W.A., 1969. - Analysis and simulation of Namurian sediments in central Scotland using a Markov-process model. *Math. Geol.*, 1, 199-219.
- READING H.G. (ed.), 1978. - Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, 557 p.
- REIMNITZ E., TOIMIL L., SHEPARD F.P., GUTIERREZ-ESTRADA M., 1976. - Possible rip-current origin for bottom ripple zones to 30 m depth. *Geology*, 4, 395-400.
- REINECK H.E., 1977. - Natural indicators of energy level in recent sediments : the application of ichnology to a coastal engineering problem. In : T.P. Crimes & J.C. Harper (eds.). Trace fossils 2. *Geol. J. Spec. issue*, n° 9, 265-272.
- REINECK H.E., DORJES J., GADOW S., HERTWECK G., 1968. - Sedimentologie, faunenzonierung und Fazies abfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. *Senckenbergiana Lethaea*, 49, 261-309.
- REINECK H.E., GUTMAN W.F., HERTWECK G., 1967. - Das schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter shelf Ablagerungen. *Senckenbergiana Lethaea*, 48, 219-275.
- REINECK H.E., SINGH I.B., 1971. - Der Golf von Gaeta (Tyrrhenisches Meer). III.-Die Gefüge von vorstrandund shelfsedimenten. *Senckenbergiana Maritima*, 3, 135-183.
- REINECK H.E., SINGH I.B., 1972. - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, 18, 123-128.
- REINECK H.E., SINGH I.B., 1973. - Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- REINECK H.E., WUNDERLICH F., 1968. - Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und strömungsrippeln. *Senckenbergiana Lethaea*, 49, 321-345.
- RICCI-LUCCHI F., 1975. - Depositional cycles in two turbidite formations of the northern Apennines (Italy). *Jour. sedim. Petrol.*, 45, 3-43.
- RICE D.D., 1982. - Influence of storms and paleotectonism on Late Cretaceous shelf sedimentation, northern Great Plains, United States. *11th Int. Cong. Sedim.*, Hamilton, p. 99.
- RIVIERE. - 1977. - Méthodes granulométriques, techniques et interprétations. Masson éd., Paris, 171 p.
- ROBERTS J.D., 1974. - Stratigraphy and correlation of Gaissa Sandstone Formation and Borselv Subgroup (Porsangerfjord Group), South Porsanger, Finnmark. *Norges geol. Unders.* 303, 57-118.

- ROLET J., THONON P., 1978. - La semelle d'un charriage hercynien majeur effondrée par un réseau de fractures en régime coulissant dextre ; sa mise en évidence grâce aux marqueurs filoniens de la Rade de Brest (Massif Armoricain). *C. R. Acad. Sc. Paris D*, 287, 1099-1102.
- RUBIN D.M., HUNTER R.E., 1982. - Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29, 121-138.
- RYER T.A., 1977. - Patterns of Cretaceous shallow-marine sedimentation, Coalville and Rockport areas, Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88, 177-188.
- RYER T.A., 1981. - Deltaic coals of Ferron Sandstone Member of Mancos Shale - Predictive model for Cretaceous coal-bearing strata of Western Interior. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65, 2323-2340.
- RYER T.A., 1983. - Transgressive-regressive cycles and the occurrence of coal in some upper Cretaceous strata of Utah. *Geology*, 11, 207-210.
- SCHWARZACHER W., 1975. - Sedimentation models and quantitative stratigraphy. *Developments in Sedimentology*, 19, Elsevier, New York, 387 p.
- SEILACHER A., 1953. - Studien zur Palichnologie. I. Uber die methoden der Palichnologie. *N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh.*, 96, 421-452.
- SEILACHER A., 1967. - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413-428.
- SEILACHER A., 1982. - Distinctive features of sandy tempestites. In : G. Einsele & A. Seilacher (eds.) : *Cyclic and event stratification*, Springer Verlag, 333-349.
- SHEPARD F.P., Mc DONALD G.A., COX D.C., 1950. - The Tsunami of april 1, 1946. *Scripps Inst. Oceanogr. Bull.*, 5, 391-528.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., NORDIN C.F., 1965. - Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In : *Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic Interpretation*. G.V. Middleton (ed.) ; *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.*, 12, 34-52.
- SLEATH J.F.A., 1976. - On rolling grain ripples. *J. Hydraul. Res.*, 14, 69-81.
- SRODON J., 1974. - An interpretation of climbing ripple cross-lamination. *Roczn. pol. Tow. geol.* 44, 449-473.
- STANLEY K.O., 1974. - Morphology and hydraulic significance of climbing ripples with superimposed micro-ripple drift cross-lamination in Lower Quaternary lake silts, Nebraska. *J. sedim. Petrol.*, 44, 472-483.
- SWIFT D.J.P., 1976. - Continental shelf sedimentation. In : *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. D.J. Stanley & D.J.P. Swift (eds.), John Wiley, 311-350.
- SWIFT D.J.P., RICE D.D., 1983. - Sand bodies on muddy shelves : a model for sedimentation in Western Interior cretaceous seaway, North America. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 67, p. 556.
- SWIFT D.J.P., YOUNG R.A., CLARKE T.L., VINCENT C.E., NIEDORODA A., LESHT B., 1981. - Sediment transport in the Middle Atlantic Bight of North America : synopsis of recent observations. *Spec. Publ. Int. Ass. Sedim.*, 5, 361-383.
- TANNER W.F., 1967. - Ripple mark indices and their uses. *Sedimentology*, 9, 89-104.
- TEICHERT C., 1958. - Concept of facies. *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 42, 2718-2744.

- TERWINDT J.H.J., 1981. - Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *Spec. Publ. int. Ass. Sedim.*, 5, 4-26.
- THONON P., ROLET J., 1982. - Magmatisme et tectonique en domaine centre-armoricain occidental (Finistère). L'expression des magmatismes synorogénique, tardi-orogénique et postorogénique calédonovarisques. *C. R. 107e Cong. nat. Soc. sav.*, Brest, Sc.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr., THOMPSON S. III, 1977. - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3 : relative changes of sea level from coastal onlap. In : *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*, C.E. Payton (ed.), AAPG Mem., 26, 63-81.
- VAIL P.R., TODD R.G., 1981. - Northern North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. *Proc. Petrol. Geol. Cont. Shelf*, N.W. Europe Conf., Heydon & Son, Philadelphia.
- VAN STRAATEN L.M.J.U., 1954. - Sedimentology of recent tidal flat deposits and the psammites du Condroz (Devonian). *Geol. Mijnb.*, 16, 25-47.
- WALKER R.G., 1969. - Geometrical analysis of ripple-drift cross-lamination. *Can. J. Earth Sc.*, 6, 383-391.
- WALKER R.G., 1975 a. - Conglomerate : sedimentary structures and facies models. In : J.C. Harms et al. : depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. econ. Paleont. Mineral.*, short course n° 2, Dallas, 161 p.
- WALKER R.G., 1975 b. - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 737-748.
- WALKER R.G., 1979. - Shallow marine sands. In : R.G. Walker (ed.) : *Facies models. Geoscience, Canada Reprint series 1*, 75-89.
- WALKER R.G., 1982. - Some limiting conditions on the formation of Hummocky cross stratification (HCS). *11th Int. Cong. Sedim.*, Hamilton, p. 104.
- WALKER R.G., MUTTI E., 1973. - Turbidite facies and facies associations. In : *Turbidites and Deep Water Sedimentation* ; *Soc. econ. Paleont. Mineral.* Pacific section, short course, Anaheim, 119-157.
- WALTHER J., 1894. - Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Fischer, Jena, 3 vol., 1055 p.
- WHITAKER J.H. Mc D., 1973. - "Gutter casts", a new name for scour and fill-structures ; with examples from the Llandoveryian of Ringerike and Malmöya, southern Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 53, 403-417.
- WRIGHT L.D., COLEMAN J.M., 1974. - Mississippi River mouth processes : effluent dynamics and morphologic development. *Jour. Geol.*, 82, 751-778.
- YAALON D.H., 1978. - Nodules in sediments. In : R.W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.) : *The Encyclopedia of Sedimentology*, vol. VI, Dowden Hutchinson & Ross, 503-504.
- YAPAUDJIAN L., 1972. - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plateforme). "Colloque sur les tendances et méthodes de la Stratigraphie", Orsay. *Mém. B. R. G. M.*, n° 77, 715-744.
- YORATH C.J., BORNHOLD B.D., THOMPSON R.E., 1979. - Oscillation ripples on the northeast Pacific continental shelf. *Marine Geology*, 31, 45-58.

ANNEXE I

LOCALISATION DES COUPES ETUDIÉES DE LA PLAGE DE POSTOLONNEC

La coupe étudiée n'offre pas une succession continue de la Formation de Postolonnec. La coupe est morcelée en panneaux plus ou moins importants séparés par des accidents de nature diverse dus aux mouvements post-S₁ de la Phase Bretonne.

La colonne lithostratigraphique synthétique (fig. 2) de la Formation de Postolonnec dans la localité type résulte de l'addition de 5 colonnes élémentaires établies dans 5 panneaux différents (fig. 86), dénommées de bas en haut : A, B, C, D, E. La coupe C comprend deux ensembles, un ensemble inférieur qui affleure en falaise (C₁) et un ensemble supérieur qui affleure en estran (C₂). La coupe D est un équivalent latéral en falaise de la coupe C₂, elle est incluse stratigraphiquement dans cette dernière. Les fragments de coupe A, B, C et E sont séparés par 4 accidents dont l'importance relative est discutée ci-dessous.

- *Faïlle 1* (fig. 2) : elle sépare les compartiments A et B. Sur la figure 86, l'accident figuré ne semble pas correspondre à une lacune puisque au sein du panneau A a été identifié le niveau pélito-gréseux (astérisque) de la coupe B. Cet horizon schisto-gréseux est à 25-30 m de la base de la formation. L'absence des niveaux phosphatés dans A ne doit pas surprendre vu leur caractère lenticulaire et le mauvais état des affleurements.

- *Lacune 2* (fig. 2) : il s'agit de corrélérer de part et d'autre d'une avancée de falaises, 2 compartiments séparés par un accident peu important injecté d'un filon de dolérite (fig. 86). La lacune estimée est de 0 à 15 m environ.

- *Lacune 3* (fig. 2) : il s'agit de corrélérer deux compartiments éloignés (fig. 86), et toute estimation sérieuse est impossible dans l'état actuel du démaigrissement de la plage de Postolonnec.

- *Accident 4* (fig. 2) : le passage Formation de Postolonnec - Formation de Kermeur est faillé, il est également impossible d'estimer l'importance de la lacune.

Seules les coupes C et D ont fait l'objet d'un lever au 1/100. L'étude des faciès a porté sur C et D, l'analyse séquentielle sur C, D et E. La coupe C a été subdivisée en 268 niveaux numérotés C 1 à C 268, la coupe D en 67 niveaux numérotés D 1 à D 67.

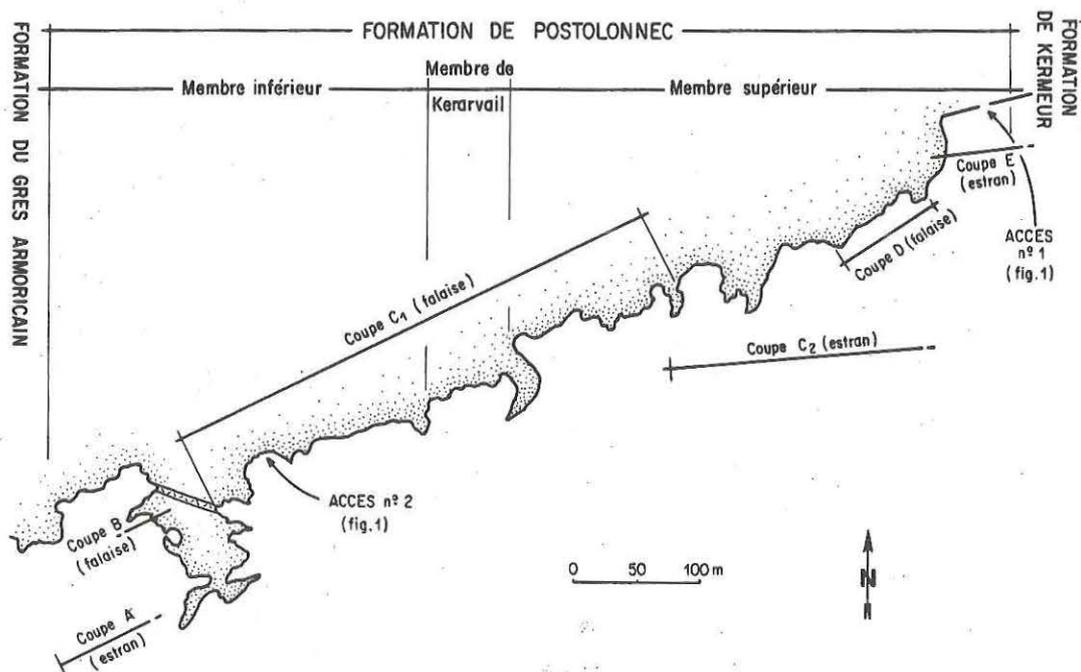


Fig. 86 : Schéma de localisation des différentes coupes étudiées sur la plage de Postolonnec (fond topographique d'après HENRY, 1980).

ANNEXE II

MEMORANDUM DU PARFAIT SEDIMENTOLOGISTE

BANC (fig. 87) - Le banc désigne une couche simple ou composite se profilant en relief à l'affleurement (Gubler *et al.*, chambre syndicale, 1966).

Un banc correspond toujours à une strate.

FACIES - Le concept de faciès a considérablement varié depuis sa création par Gressly en 1838 (voir discussions par Moore, 1949 ; Dunbar & Rodgers, 1957 ; Teichert, 1958 ; Krumbain & Sloss, 1963 ; Lombard, 1972 ; Middleton in Fairbridge & Bourgeois, 1978 et Reading, 1978).

Un faciès sédimentaire est défini (de Raaf *et al.*, 1965) sur la base de la couleur, de la composition, de la texture, de la stratification, du litage, des figures sédimentaires et des fossiles de la roche étudiée.

D'autres types de faciès, au sens plus restreint, peuvent être définis :

. *faciès pétrographique* : il ne recouvre que la composition et la texture de la roche étudiée ;

. *stratofaciès* (Lombard, 1972) : il se fonde sur la stratification, le litage et les figures sédimentaires de la roche étudiée.

FACIES PETROGRAPHIQUE : voir FACIES

FAISCEAU (fig. 88) - Un faisceau désigne un paquet de lamines de nature identique et qui ne se recoupent pas entre elles, limité par des surfaces d'érosion.

INTERBANC (fig. 87) - Un interbanc désigne une couche, généralement à dominante pélitique, se profilant en creux à l'affleurement.

Un interbanc peut être constitué par une alternance de strates et interstrates.

INTERSTRATE (fig. 87) - L'interstrate désigne une couche de matériel pélitique à caractère résiduel séparant deux strates.

LAMINE-INTERLAMINE (fig. 88) - L'association lamine-interlamine désigne la plus petite unité sédimentaire indivisible. Il s'agit d'une alternance millimétrique de niveaux clairs constitués de minéraux en grains (lamine) et de niveaux sombres formés essentiellement par des phyllites et de la matière organique (interlamine).

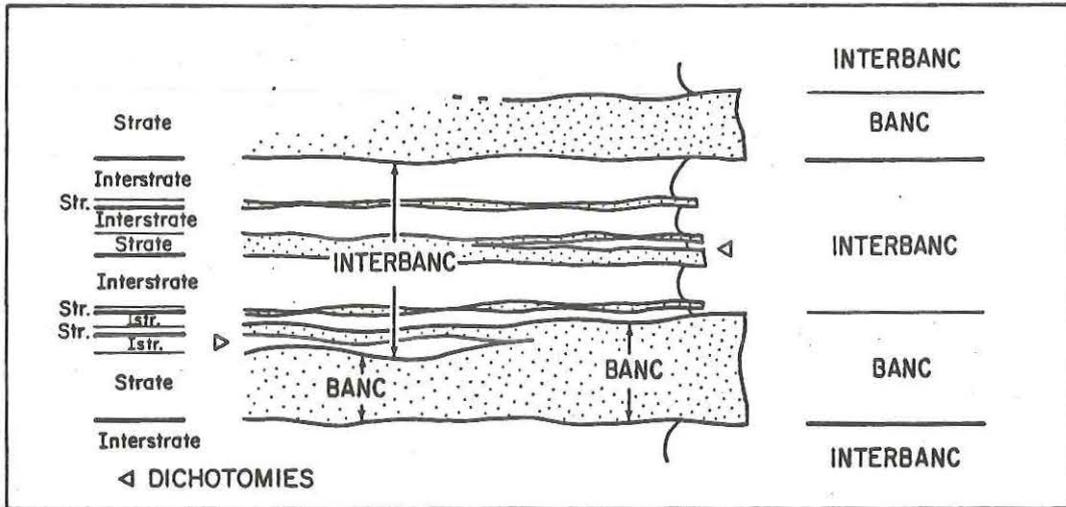


Fig. 88 : Les éléments de description d'une strate.

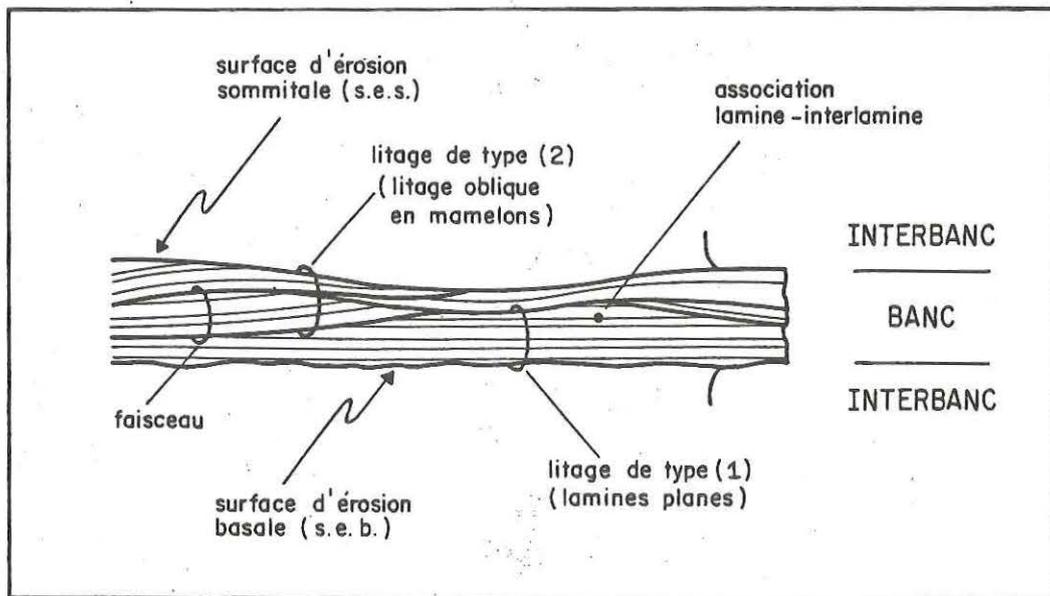


Fig. 87 : Relations géométriques entre bancs, interbancs, strates et interstrates présentant des dichotomies et intrications.

LITAGE (fig. 88) - Le litage est la disposition géométrique des lamines.

SPHEROÏDES - Les sphéroïdes désignent, dans ce présent travail, les objets sédimentaires jusqu'alors dénommés nodules dans la littérature paléozoïque ouest-américaine.

Les nodules désignant généralement des concrétions et presque toujours un objet d'origine chimique (Yaalon, in Fairbridge & Bourgeois, 1978), c'est pour exclure cet *a priori* quant à leur genèse, qu'a été substitué au terme nodule, le terme sphéroïde dont l'acception est essentiellement morphologique.

STRATE (fig. 87) - Une strate désigne une entité lithologique comprise entre deux surfaces limites plus ou moins franches, les joints de stratification. Cette définition est proche de celle de Blant *et al.* (Chambre syndicale, 1974) ; elle diffère de celle de Lombard (1966, 1972) par la suppression de toute idée de cogénéisme entre tous les faisceaux constitutifs de la strate.

La terminologie adoptée pour l'épaisseur des strates est celle de Campbell (1967).

STRATIFICATION - La stratification est la disposition des dépôts sédimentaires en strates (Gall, 1974).

STRATOFACIES : voir FACIES.

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS.....	p.	1
CHAPITRE I - <u>L'ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE DE LA COUPE DE POSTOLONNEC (ORDOVICIEN MOYEN, PRESQU'ILE DE CROZON, FINISTERE)</u>		5
I - PRESENTATION GENERALE DE LA COUPE ET DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC		5
A - Cadre géologique de la coupe de Postolonnec.....		5
B - Stratigraphie et tectonique.....		5
1) Lithostratigraphie de la Formation de Postolonnec (fig. 2)....		7
2) Biostratigraphie de la Formation de Postolonnec (Arenig moyen, Caradoc inférieur).....		7
3) Tectonique.....		8
C - L'environnement sédimentaire de la Formation de Postolonnec.....		9
II - ESSAI DE CARACTERISATION DU BASSIN SEDIMENTAIRE CONTEMPORAIN DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC.....		9
A - Données paléogéographiques locales.....		9
B - Contexte géodynamique.....		11
C - Nature du bassin sédimentaire.....		12
1) Extension géographique du faciès "Schistes à Calymènes" (fig. 4)		12
2) Epaisseur des sédiments.....		13
3) Conclusion : La nature du bassin sédimentaire des "Schistes à Calymènes".....		13
CHAPITRE II - <u>LES FACIES CONSTITUTIFS DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC (TEXTURE, LITAGE ET STRATIFICATION)</u>		15
I - LES ALTERNANCES PELITES-GRES.....		17
A - Stratofaciès As : les alternances pelites-grès (strates fines à épaisses) au sens strict.....		17
1) Stratification (fig. 6 et planche 1).....		17
2) Les figures de base de bancs (fig. 8, 9, 10, planche 2).....		19
3) Le litage.....		24
4) Les figures de sommet de strates.....		59
5) L'interstrate.....		62

B - Stratofaciès Aa : les strates amalgamées.....	62
C - Les données de paléocourants.....	65
1) Les rides à crêtes droites et interférentes, et leur litage associé.....	65
2) Les figures de base de bancs directionnelles (fig.35,40,41,42).....	71
3) Les clastes des conglomérats intraformationnels.....	73
II - STRATOFACIES 3 : ALTERNANCES PELITES-GRES(STRATES TRES FINES).....	77
A - Description.....	77
1) Stratification.....	77
2) Les figures de base de bancs.....	77
3) Le litage.....	77
4) Les figures de sommet de strates.....	80
5) L'interstrate.....	82
B - Les relations géométriques entre les stratofaciès A et B(fig. 46)	82
III - LES ALTERNANCES PELITES SPHEROIDES.....	83
A - Les différents types de sphéroïdes.....	83
1) Les sphéroïdes gréseux (10 à 20% des sphéroïdes).....	83
2) Les sphéroïdes gréso-calcareux (10 à 20% des sphéroïdes).....	83
3) Les sphéroïdes silico-alumineux (60 à 70% des sphéroïdes).....	85
4) Cas particuliers.....	89
B - Genèse des sphéroïdes.....	91
1) Stratification.....	91
2) Relations géométriques des sphéroïdes avec les strates avoisinantes.....	91
3) Disposition des sphéroïdes dans le plan de stratification.....	93
4) Structure interne des sphéroïdes.....	97
C - Conclusion.....	103
IV - CONCLUSION.....	105
CHAPITRE III - <u>RECONSTITUTION DES EPANDAGES</u>	107
I - ETUDE DES PASSAGES LATÉRAUX DE FACIES.....	107
1) Indépendance géométrique des superfaciès gréseux et gréso-calcareux.....	107
2) Les passages latéraux dans le superfaciès gréseux.....	107
2) Les passages latéraux dans le superfaciès gréso-calcareux.....	108
3) Discussion (fig. 57).....	109

II - ETUDE DE L'ENCHAINEMENT VERTICAL DES FACIES - APPLICATION DE LA LOI DE WALTHER-GOLOVKINSKII ET DE L'ANALYSE DE MARKOV.....	112
1) L'analyse de MARKOV.....	112
2) La loi de WALTHER-GOLOVKINSKII.....	116
3) Résultats (fig. 59).....	116
III - RECONSTITUTION SPATIALE DES EPANDAGES.....	119
A - L'épandage de matériel terrigène (superficiès gréseux).....	119
1) Reconstitution d'une coupe longitudinale par rapport à la source d'alimentation (fig. 60).....	119
2) L'épandage de matériel terrigène et carbonaté (faciès grésocalcareux).....	121
CHAPITRE IV - CARACTERISTIQUES DES EPANDAGES HYDRODYNAMIQUE, ENVIRONNEMENT ET BATHYMETRIE.....	125
I - LE LITAGE OBLIQUE EN MAMELONS : ETAT DES CONNAISSANCES.....	125
1) Définition et hydrodynamique du litage oblique en mamelons.....	125
2) Nature des litages et séquences élémentaires associés au litage oblique en mamelons.....	129
3) Nature de l'événement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons.....	129
4) Fréquence de l'événement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons.....	131
5) Profondeur des faciès à litage oblique en mamelons.....	131
6) Géométrie des corps sédimentaires hectométriques associés au litage oblique en mamelons.....	132
7) Hydrodynamique de l'écoulement responsable du dépôt du litage oblique en mamelons.....	133
II - HYDRODYNAMIQUE DE L'ECOULEMENT RESPONSABLE DU DEPOT DES EPANDAGES... ..	137
A - Relations entre les différents objets sédimentaires constitutifs de l'épandage : cohérence de l'écoulement.....	137
1) Apport des mesures d'orientation (fig. 66).....	137
2) Identité morphologique des objets sédimentaires.....	139
3) Les passages latéraux.....	141
4) Discussion (fig. 67).....	141

B - Nature de l'écoulement responsable du dépôt des épandages :	
écoulement uni- ou bidirectionnel.....	144
1) Nature des rides.....	144
2) Les indices d'écoulements unidirectionnels.....	147
3) Discussion.....	147
C - Le mécanisme de dépôt des épandages (fig. 72).....	149
1) Les rides interférentes cogénétiques.....	149
2) Les surfaces planes horizontales et les dômes métriques.....	149
3) Les figures en gouttières (gouttières d'érosion, base des sphéroïdes).....	149
4) Les conglomérats intraformationnels.....	150
D - Le mode de transport.....	150
1) Traction ou suspension?.....	150
2) Le taux de sédimentation.....	150
3) Importance du transport.....	151
4) La texture de l'association lamine-interlamine : variations du mode de transport pour un même épandage (fig. 75).....	153
E - Les particularités hydrodynamiques de l'écoulement responsable du dépôt des épandages (fig. 76 et 77).....	155
1) La lenticularité de certains objets sédimentaires (fig. 76).....	155
2) Les dichotomies et intrications (fig. 6 et fig. 77).....	156
F - Conclusion.....	158
III - NATURE ET FREQUENCE DES EVENEMENTS ASSOCIES AUX EPANDAGES.....	159
A - Nature des événements.....	159
1) Comparaison avec un processus hydrodynamique actuel.....	159
2) Comparaison avec les sédiments actuels.....	159
B - Fréquence de l'événement.....	162
IV - GEOMETRIE DES CORPS SEDIMENTAIRES.....	163
A - Comparaison du modèle sédimentaire avec les milieux actuels à dépôts de tempêtes.....	163
B - La profondeur de dépôt.....	163
C - La nature des sources d'alimentation.....	165
D - Importance de la progradation.....	166
CHAPITRE V - <u>ANALYSE SEQUENTIELLE</u>	169
I - LA METHODE D'ANALYSE SEQUENTIELLE UTILISEE.....	169
1) La méthode stratimétrique.....	169
2) La méthode granulométrique.....	170
3) La méthode des discontinuités (DELFAUD, 1967, 1969, 1972, 1974, 1977).....	170
4) Méthode mise au point pour l'étude de la Formation de Postolonnec (fig. 81).....	170

II - LES SEQUENCES CONSTITUTIVES DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC..	
(fig. 81 et 82).....	171
A - Les séquences plurimétriques (fig. 81).....	177
2) <i>Les niveaux discontinus de strates grésos-calcareuses</i>	177
3) <i>Relation entre les 2 types de séquences plurimétriques</i>	177
B - Les séquences pluridécamétriques (fig. 81 et 82).....	178
1) <i>Les séquences continues de matériel terrigène</i>	178
2) <i>L'évolution verticale des niveaux grésos-carbonatés (échelle pluridécamétrique)</i>	178
C - Les séquences hectométriques (fig. 82).....	180
III - SIGNIFICATION DES SEQUENCES DE LA FORMATION DE POSTOLONNEC...	180
A - Signification des tendances évolutives.....	180
B - Les raisons des variations séquentielles.....	181
1) <i>Les séquences contrôlées par des mouvements eustatiques ou épirogéniques - état des connaissances</i>	182
2) <i>Application aux séquences pluridécamétriques et hectométriques de la Formation de Postolonnec (fig. 81, 82 et 85)</i>	183
IV - CONCLUSION (fig. 85).....	185
CONCLUSIONS GENERALES.....	187
BIBLIOGRAPHIE.....	191
ANNEXES.....	207

LISTE DES FIGURES, PLANCHES ET TABLEAUX

Figure	Page
1 - Localisation géographique de la coupe de Postolonnec	4
2 - Colonne lithostratigraphique synthétique de la Formation de Postolonnec ...	7
3 - Cadre géologique de la coupe de Postolonnec (d'après les cartes géologiques au 1/50.000e, feuilles de Brest et de Douarnenez	8
4 - Extension géographique du faciès "Schistes à Calymènes".....	11
5 - Courbes d'évolution de la subsidence cumulée en fonction du temps pour la succession paléozoïque anté-carbonifère ouest-armoricaine.....	14
6 - Schéma théorique des strates présentant des dichotomies (a) et des intrications (b).....	17
7 - Histogramme de fréquence de l'épaisseur des strates des niveaux C76 à C91 .	19
8 - Les gouttières d'érosion.....	20
9 - Les figures en "chenaux" ou sillons (furrows).....	22
10 - Les figures plates d'affouillement de base de bancs.....	23
11 - Les différents types de texture de l'association lamine-interlamine.....	26
12 - Relations entre la taille du grain moyen de quartz et la taille du grain maximum pour 31 lamines de 31 strates différentes	28
13 - Structure interne de différentes strates de la Formation de Postolonnec....	28
14 - Séquence(s) élémentaire(s) idéale(s) des strates du stratofaciès As : "alternances pélites - grès, strates fines à épaisses	31
15 - Strate théorique figurant tous les types de litages rencontrés.....	35
16 - Classification des surfaces d'érosion intrastrates selon l'ampleur de l'érosion et la forme, en coupe, de la surface	36
17 - Les surfaces d'érosion intrastrate	39
18 - "Passage" latéral entre une surface d'érosion intrastrate en dômes faiblement ou fortement érosive.....	39
19 - Faisceaux élémentaires et identification des événements constitutifs d'une strate.....	40
20 - Le litage oblique en mamelons (HUMMOCKY Cross-stratification ou HCS)- d'après la figuration originale de HARMS (1975).....	42
21 - Classification des accumulations de coquilles (lumachelles) selon leur mode de stratification	43
22 - Les conglomérats intraformationnels.....	45

23 - Histogramme de fréquence des longueurs d'ondes apparentes des strates lenticulaires de conglomérats intraformationnels et lumachelles.....	47
24 - Fabrication de conglomérats intraformationnels	48
25 - Le litage de lamines non sécantes planes ou ondulées métriques	49
26 - Longueurs d'onde et indices de ride (RI) des différents types de rides du membre moyen (M. de Kerarvail) de la Formation de Postolonnec.....	52
27 - Profils, dans un plan parallèle à la direction de l'écoulement, des différents types de rides du membre moyen (M. de Kerarvail) de la Formation de Postolonnec	53
28 - Géométrie des crêtes de rides dans le plan de stratification.....	54
29 - Situation topographique des rides de type (3) et (4) par rapport à des dômes métriques	55
30 - Classification de ALLEN (1973) des litages ondulés décimétriques de rides chevauchantes	58
31 - Les figures de sommet de strates : les surfaces sommitales d'érosion	61
32 - Les surfaces sommitales d'érosion à topographie complexe	61
33 - Les différents types de bases de bancs du stratofaciès Aa : strates amalgamées	63
35 - Diagrammes circulaires ("rose des vents") des directions de crêtes de rides, du grand axe des sphéroïdes in situ, des gouttières et cannelures d'érosion et du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels).....	65
36 - Définition des classes d'orientation des crêtes de rides pour les séquences lithologiques C41-C52 et C53-C66.....	66
37 - Histogrammes de fréquences des directions de crêtes de rides pour les cinq séquences lithologiques du Membre de Kerarvail	67
38 - Diagramme circulaire ("rose des vents") des sens de transport des rides dissymétriques de type (3) et (4).....	69
39 - Histogramme de fréquence des directions de crêtes de dômes directionnels...	70
40 - Histogramme de fréquence des directions des gouttières et cannelures d'érosion et de certains sillons (niveaux C108-C124) - données brutes.....	71
41 - Modèles d'orientation relative des gouttières d'érosion par rapport aux crêtes de rides.....	72
42 - Histogramme de fréquence des directions des gouttières et cannelures d'érosion et de certains sillons (niveaux C108-C124): confrontation des données brutes avec les classes d'orientation des crêtes de rides.....	72
43 - Histogramme de fréquence des directions du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels) - niveau C14a	74
44 - Modèles d'orientation relative du grand axe des sphéroïdes remaniés (conglomérats intraformationnels) par rapport aux crêtes de rides.....	74
45 - Conglomérat intraformationnel C14a : cartes de répartition des sphéroïdes remaniés appartenant à une même classe d'orientation.....	74
46 - Passage latéral par dichotomies successives entre les strates gréseuses fines à épaisses du stratofaciès A et les alternances pélites-grès (strates très fines) du stratofaciès B.....	80

47 - Histogrammes de fréquence de la largeur des 3 types de sphéroïdes. Ces mesures sont effectuées sur leur niveau de référence.....	84
48 - Sections des différents types de sphéroïdes (coupes orthogonales au grand axe des sphéroïdes).....	87
49 - Les déformations syn-sédimentaires des sphéroïdes.....	88
50 - Géométrie des sphéroïdes en coupes. Relation avec les strates avoisinantes	91
51 - Géométrie des sphéroïdes en coupes. Relation avec les strates avoisinantes	92
52 - Histogrammes de fréquence des directions du grand axe des sphéroïdes.....	95
53 - Géométrie des sphéroïdes dans le plan de stratification.....	95
54 - Structure interne des sphéroïdes.....	99
55 - Structure externe des sphéroïdes.....	101
56 - Genèse des sphéroïdes à lamines. Schéma synthétique récapitulatif.....	102
57 - Diagramme de relations entre les différents faciès, établi à partir de l'étude des passages latéraux de faciès.....	109
58 - Diagrammes de relations de faciès, établis par analyse de MARKOV.....	114
59 - Diagramme synthétique des relations entre les différents faciès, établi par analyse de MARKOV de la succession lithologique.....	117
60 - Reconstitution, en coupe, de l'enchaînement horizontal des différents faciès constitutifs des épandages gréseux et gréso-calcareux par rapport aux sources de matériel terrigène et de matériel carbonaté.....	119
61 - Reconstitutions, dans l'espace, des épandages de matériel terrigène (superfaciès gréseux) et de matériel carbonaté (superfaciès gréso)calcareux).....	121
62 - Evolution, à vitesse orbitale maximale croissante, des litages induits par des écoulements oscillatoires (d'après HARMS <i>et al.</i> , 1982).....	126
63 - Séquences élémentaires, à l'échelle de la strate, des litages associés au litage oblique en mamelons (les subdivisions ont été modifiées afin de faciliter les comparaisons avec celles adoptées dans le présent travail)....	128
64 - Evolution latérale des différents types de litages obliques en mamelons compris entre les strates amalgamées (proximal) et les strates granoclassées ("graded rhythmites"-distal) (d'après DOTT & BOURGEOIS, 1982).....	132
65 - Les différents modèles hydrodynamiques proposés pour la genèse du litage oblique en mamelons et des strates fines granoclassées (voir discussion et bibliographie dans le texte).....	134
66 - Orientation relative de différents objets cogénétiques constitutifs des épandages, par rapport aux "composantes élémentaires" de l'écoulement.....	138
67 - Cohérence hydrodynamique des épandages : relations morphologiques et spatiales entre les différents objets constitutifs.....	140
68 - Profil, dans un plan parallèle à la direction de l'écoulement, des rides d'oscillation à "grains roulants" à "vortex", à "post-vortex" et à "crêtes réversibles" (d'après HARMS <i>et al.</i> , 1982).....	143

69 - Répartition des différents types de rides d'oscillation selon la vitesse orbitale maximale (U_m , m/sec.) et la période (T , sec.) pour des particules de 0.15 à 0.21 mm. (d'après HARMS <i>et al.</i> , 1982).....	143
70 - Critères de distinction entre rides de vagues et rides de courants selon les indices de ride (RI) et de symétrie (RSI) (d'après BOERSMA, 1970 <i>in</i> REINECK & SINGH, 1980).....	144
71 - Quelques exemples de rides interférentes cogénétiques (ou tri-dimensionnelles) de vagues produites expérimentalement ou décrites dans des milieux marins actuels.....	146
72 - Mécanisme de dépôt des épandages (voir explications dans le texte).....	148
73 - Courbe granulométrique cumulative semi-logarithmique, courbe segmentaire et indices segmentaires partiels pour le conglomérat intraformationnel du niveau C14a.....	153
74 - Distributions de la taille des clastes (grand axe) du conglomérat intraformationnel C14a en fonction des superclasses d'orientation.....	152
75 - Répartition des 3 types d'association lamine - interlamine selon les faciès constitutifs des épandages.....	154
76 - Les différents objets sédimentaires lenticulaires.....	156
77 - Particularités hydrodynamiques de l'écoulement responsable du dépôt des épandages.....	157
78 - Corrélation de carottes constituées par des dépôts de tempêtes - mise en évidence de dichotomies et intrications (Golfe du Mexique, côte du Texas, d'après MORTON, 1981).....	161
79 - Physiographie de dépôts actuels de tempêtes (épaisseur des épandages de sables (d'après HAYES, 1967 et AIGNER et REINECK, 1982).....	164
80 - Schéma théorique de la progradation des dépôts de tempêtes par remaniements successifs d'un même stock sableux.....	166
81 - Variations séquentielles de la Formation de Postolonnec (niveaux grésocarbonatés et séquences "gréseuses" pluri-métriques et pluri-décamétriques).	173 174 175 176
82 - Variations séquentielles de la Formation de Postolonnec. Diagramme synthétique (évolution verticale des niveaux grésocarbonatés et séquences "gréseuses" pluridécamétriques et hectométriques).....	179
83 - Courbe eustatique de l'Ordovicien moyen (d'après LEGGETT <i>et al.</i> , 1981)....	181
84 - Les séquences contrôlées par des mouvements tectoniques (d'après DELFAUD, 1977).....	183
85 - Les différents types de séquences constitutives de la Formation de Postolonnec.....	184

PLANCHE

	Page
1 - Dichotomies & intrications.....	18
2 - Figures de base de bancs.....	18
3 - Stratofaciès As.....	33
4 - Les surfaces d'érosion interstrates.....	40
5 - Structure interne des faisceaux élémentaires.....	47
6 - Les rides.....	56
7 - Figure de sommet de bancs - Chenaux dendrifformes.....	59
9 - Stratofaciès B.....	78
10-11 - Les sphéroïdes.....	86
12 - Structure interne des sphéroïdes.....	96

