



Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie - Traces fossiles. Milieux de dépôt.

Jacques Durand

► To cite this version:

Jacques Durand. Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie - Traces fossiles. Milieux de dépôt.. Géologie appliquée. Université Rennes 1, 1985. Français. NNT : . tel-00626956

HAL Id: tel-00626956

<https://theses.hal.science/tel-00626956>

Submitted on 27 Sep 2011

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

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

J. DURAND

ISSN 0755-978X

ISBN 2-905532-02-5

LE GRES ARMORICAIN

Sédimentologie - Traces fossiles

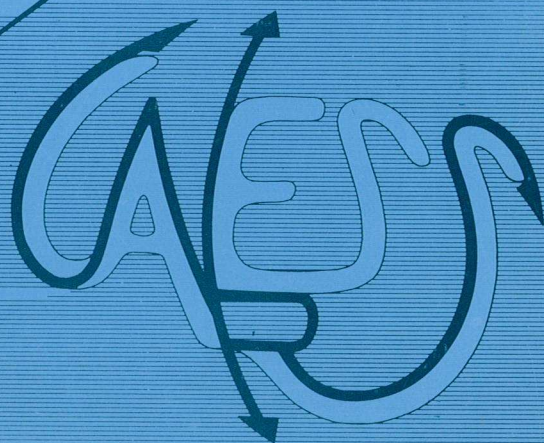
Milieux de dépôt

MEMOIRES ET DOCUMENTS

*du Centre Armoricaïn
d'Etude Structurale
des Socles*

n°3

Rennes 1985



MEMOIRES ET DOCUMENTS
DU
CENTRE ARMORICAIN D'ETUDE STRUCTURALE DES SOCLES

N°3

J. DURAND

Le Grès Armoricaïn
Sédimentologie - Traces fossiles
Milieux de dépôt.

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex
(FRANCE)

1985

Handwritten text at the top left corner, possibly a date or page number.

ISSN : 0755-978 X

ISBN : 2-905532-02-5

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

J. DURAND (1985)

Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie - Traces fossiles. Milieux de dépôt. Mém.
Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 3 : 150 p.

Ce travail correspond, pour l'essentiel, à une thèse de Doctorat de Troisième Cycle réalisée dans le laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie de l'Université de Rennes et soutenue le 02 Mars 1984 devant un jury composé de Messieurs J. J. CHAUVEL, J. C. GALL, M. HOFFERT, H. LARDEUX, J. LOUAIL, F. PARIS et M. ROBARDET.

F. PARIS et M. ROBARDET sont à l'origine de ce sujet de recherche ; J. LOUAIL en a suivi le développement. Leur aide et leurs conseils ont été permanents.

J'ai apprécié l'accueil de J. C. FISCHER et de Y. GAYRARD au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris ainsi que celui du Professeur A. SEILACHER à l'Université de Tübingen (R.F.A.).

L'étude des paléocourants à l'échelle du Massif Armoricaïn a été effectuée en collaboration avec C. NOBLET.

Des discussions fructueuses et déterminantes avec F. GUILLOCHEAU et P. DURINGER ont eu lieu sur le terrain en presqu'île de Crozon, en Alsace et en Baie du Mont-Saint-Michel. Certaines missions de terrain ont été financées par les R.C.P. 641 ("Paléobioindicateurs de milieux", responsable J. C. FISCHER) et 705 ("Géodynamique du Massif Armoricaïn", responsables A. PELHATE et J. CHANTRAINE) du C.N.R.S.

Je ne saurais oublier les nombreuses personnes qui, à Brest, Caen, Marseille, Nantes, Paris, Rennes, Strasbourg et... Tucuman (Argentine) m'ont apporté leur aide et leurs compétences.

La réalisation matérielle de cet ouvrage a été assurée avec beaucoup de patience par M. P. BERTRAND mais aussi par J. BERTRAND, D. BERNARD, M. LE MOÏGNE et A. BRIOT.

Que tous ceux qui m'ont apporté leur aide trouvent ici l'expression de mes remerciements les plus chaleureux.

à la mémoire de mon Père,
à ma Mère,
et à Anne, ma femme.

RESUME

La Formation du Grès armoricain est un élément important de la mégaséquence détritique terrigène qui débute le Paléozoïque ou recouvre les dépôts cambriens dans le Massif armoricain. Cette formation à dominante arénacée a été étudiée dans toutes les unités paléozoïques des domaines nord et médio-armoricains. Son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres (Nord-Cotentin) à plusieurs centaines de mètres (Presqu'île de Crozon et Sud de Rennes). L'ensemble du Grès armoricain regroupe des lithofaciès homolithiques arénacés (quartzites), hétérolithiques à dominante arénacée ou pélitique (alternances grêso-pélitiques) et homolithiques pélitiques. La distribution de ces lithofaciès est aléatoire au sein de la formation mais, par endroits, le développement préférentiel d'une unité hétérolithique entre deux unités inférieure et supérieure à dominante arénacée conduit à distinguer trois membres (le Grès armoricain inférieur, le Membre moyen et le Grès armoricain supérieur).

La formation contient les traces d'une importante activité biologique et de nombreuses structures sédimentaires d'origine physique. L'étude systématique des traces fossiles a permis de clarifier certains problèmes taxinomiques (*Cruziana*, *Monocraterion*, *Skolithos*, ...) et de proposer ou de modifier des interprétations (*Daedalus*, *Skolithos*, ...). Les principales traces fossiles contenues dans la formation sont : *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Cruziana*, *Daedalus*, *Didymaulichnus*, *Dimorphichnus*, *Diplocraterion*, *Fraena*, *Imbrichnus*, *Lingulichnus*, *Monocraterion*, *Phycodes*, *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Trichichnus*, *Trypanites*. L'ensemble de ces traces reflète l'adaptation des organismes aux conditions spécifiques des différents paléomilieus. Elles sont apparues comme de bons marqueurs d'environnement. Plusieurs associations de traces, caractérisant des milieux différents, ont pu être distinguées. Il s'agit de l'association *Skolithos* - *Daedalus halli* - *Diplocraterion* et de l'association *Cruziana* - *Monocraterion* - *Daedalus labechei* - *Phycodes*.

Les paramètres hydrodynamiques des différentes structures sédimentaires (rides d'oscillation, rides chevauchantes, litage oblique en mamelon, dunes hydrauliques, hyperdunes, ...) et la nature des séquences élémentaires de dépôt ont permis une meilleure compréhension du mode de mise en place des sédiments. Les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques des lithofaciès constitutifs de la formation ont révélé des conditions de sédimentation génétiquement distinctes :

- une sédimentation épisodique mise en place par des phénomènes instantanés de type tempête :

- . pour les lithofaciès homolithiques S1 à séquences proximales,
- . pour les lithofaciès hétérolithiques H1 à séquences distales.

Les caractéristiques hydrodynamiques, la nature des figures sédimentaires associées à ces dépôts (rides de vagues, linéation de délit, fentes de retrait, ...), l'abondance et la bonne conservation du litage oblique en mamelon (*Hummocky cross stratification*), supposent une mise en place de ces dépôts dans des milieux situés entre la limite d'action des vagues permanentes et une profondeur de quelques mètres, sur une plateforme dominée par l'action des vagues.

- une sédimentation qui a été qualifiée "de chronique"

- . pour les lithofaciès homolithiques arénacés S2A (avec *Diplocraterion* et *Skolithos*) mis en place par des écoulements combinés courants-oscillation,
- . Pour les lithofaciès hétérolithiques H2 (avec *Cruziana*, *Daedalus labechei*, *Monocraterion* et *Phycodes*) soumis fortement à l'action des marées et parfois émergés,
- . pour les lithofaciès homolithiques arénacés S2B faiblement bioturbés, d'énergie élevée, constitués par des corps sableux de grande taille,
- . pour les lithofaciès homolithiques arénacés S4, à fort taux de sédimentation (rides chevauchantes).

Les structures sédimentaires associées à ces lithofaciès (stratifications lenticulaires, madrées ou onduleuses, fentes de dessiccation, surfaces de réactivation, structures en chevrons...) révèlent une partie de la plateforme dominée par l'action des marées et parfois émergée. L'asymétrie des écoulements mise en évidence par les mesures de paléocourants est expliquée par des courants tidaux de force inégale.

La répartition et l'organisation des lithofaciès permettent de définir l'environnement sédimentaire du Grès armoricain comme un ensemble de paléomilieus s'étendant sur la partie supérieure d'une plate-forme bordée, vraisemblablement vers le Nord, par un continent, dernier vestige des reliefs cadomiens.

Mots-clés. - Grès armoricain, Ordovicien, Massif Armoricain, Traces fossiles, Sédimentologie, Milieux.

ABSTRACT

The Grès armoricain Formation is the major component of the terrigenous sequence of the Lower Paleozoic in the Armorican Massif. This formation occurs in the whole north and middle armorican regions from the Cotentin Peninsula in the North to the Angers Syncline in the South, similar rocks being known in Vendée. The thickness of the formation varies considerably from a few ten meters to about 700 m. Depending of the region, this formation :

- succeeds transgressively the Cambrian
- overlies discordantly the Upper Proterozoic rocks (Brioverian Series and Cadomian granites) being or not underlain by red beds.

The Grès armoricain Formation consists of pale sandstones but also includes shale - sandstone alternations and purely shaly facies. In several regions three members can be recognized owing to the fact that heterolithic and shaly lithofacies are sometimes well developed in the middle part of the formation. The formation contains numerous trace fossils and sedimentary structures of different types.

The trace fossils are : *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Cruziana*, *Daedalus*, *Didymaulichnus*, *Dimorphichnus*, *Diplocraterion*, *Fraena*, *Imbrichnus*, *Lingulichnites*, *Monocraterion*, *Phycodes*, *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Trichichnus*, *Trypanites*. Special attention is paid to *Cruziana* (systematic discussion of the main different species *C. rugosa*, *C. furcifera* and *C. lefevrei*), to *Daedalus* (systematic discussion and environmental significance of *D. halli* and *D. labechei*), and to *Monocraterion* and *Skolithos* (systematics and environmental significance).

Different sedimentary structures have been observed, studied and figured :

- depositional structures (wave ripples, current ripples, climbing ripples, flaser and lenticular bedding, aqueous dunes, sandwaves, flat beds and parallel lamination, hummocky cross bedding, ...)
- soft sediment deformation structures (overtuned cross bedding, loading structures, syneresis cracks, dessication cracks, ...)
- erosional structures (gutter casts, prod casts, ...).

The trace fossils and the sedimentary structures characterize different lithofacies corresponding to different types of sedimentation :

- * the episodic sedimentation, resulting from instantaneous events is represented by two lithofacies

- 1) sandy homolithic lithofacies (S1), proximal facies of storm deposits
- 2) heterolithic lithofacies (H1), distal facies of storm deposits .

The abundance of well-preserved hummocky cross stratification indicates a storm-dominated shelf where the diversity of the typical sequences indicates different areas and/or variations in the storm intensity.

- * the non-periodic sedimentation (sédimentation chronique) resulting from ordinary day to day processes is recorded by four main lithofacies :

- 1) sandy homolithic lithofacies (S2), with *Skolithos*, *Diplocraterion* and *Daedalus halli*, represented by two subfacies

- S2A with aqueous dunes, sand waves, ripple fans, overturned cross stratification, compound cross stratification and slumped slip face of dunes. This facies is regarded as corresponding to a sand ridge separated from shoreface by sea level rise.
- S2B with different size of bedforms where fast deposition and erosion stages alternates. This subfacies is deposited by combined flows resulting from a combination of wave and currents components.

- 2) Heterolithic lithofacies (H2), with *Cruziana*, *Daedalus labechei*, *Monocraterion* and *Phycodes*. The intensity of the organic activity indicates long periods of quiet deposits. Tidal structures (herringbone structures, reactivation surfaces, wrinkle marks, ...) are common.

- 3) Sandy homolithic lithofacies (S3) with deformative biogenic structures and subcritical cross stratification. Climbing ripple cross laminations without preserved stoss side laminae show high rates of net deposition (0,2 and 0,3 mm/s). This lithofacies corresponds to prograding sandy bedforms of large size (offshore bar).

The sedimentary structures which are represented in these different lithofacies indicate that they were deposited on a tide-dominated part of a shelf which sometimes emerged. Paleocurrent analysis shows asymmetrical flows which may correspond to tidal currents of unequal strength.

Considering the vertical succession and the geographical distribution of the different lithofacies, it is inferred that the Grès armoricain Formation was deposited in the Upper part of a shelf which was probably bounded to the North by the remains of a cadomian continent.

Key-words. - Grès armoricain, Ordovician, Armorican Massif, Traces fossils, Sedimentology, Environments.

INTRODUCTION

Connu et défini depuis 1851 grâce à Marie ROUAULT, le GRES ARMORICAIN a toujours été considéré comme un dépôt marin de faible profondeur. Pourtant, l'essentiel des travaux qui le concerne est consacré à des problèmes stratigraphiques, l'aspect sédimentologique n'ayant été abordé que ponctuellement ou de manière thématique.

Cette étude se propose donc de mettre en évidence les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques du Grès armoricain afin d'en reconstituer les milieux de dépôt puis, en suivant l'extension de ces milieux sur l'ensemble du Massif armoricain, d'approcher le "paysage sédimentaire" au début de l'Ordovicien.

SOMMAIRE

CHAP. I : ETAT DES CONNAISSANCES.....	p. 1
A - Les principaux travaux antérieurs	
B - Contexte géologique	
CHAP. II : METHODOLOGIE ET TERMINOLOGIE.....	p. 11
A - Nomenclature pétrographique et lithofaciès	
B - Structures sédimentaires	
C - Reconstitution des paléomilieus et des conditions de dépôt	
CHAP. III : LES COUPES ETUDIEES.....	p. 19
A - Presqu'île de Crozon	
B - Partie orientale du synclinorium médian	
C - Les synclinaux du Sud de Rennes et le Nord du synclinorium d'Angers	
D - Le synclinal de Mortain-Domfront-Bagnoles	
E - La Zone bocaine (partie orientale)	
F - Le Cotentin	
CHAP. IV : LES TRACES FOSSILES.....	p. 35
A - Nomenclatures et classement	
B - Systématique	
Conclusions	
CHAP. V : CARACTERISATION DES DEPOTS.....	p. 69
A - La sédimentation épisodique	
1° Description et caractéristiques	
2° Le dépôt	
Conclusions	
B - La sédimentation chronique	
1° Description et caractéristiques	
2° Milieux de dépôt	
Conclusions	
C - La sédimentation mixte : le Membre moyen	
1° Description et caractéristiques	
2° Les composantes du dépôt	
CHAP. VI : EXTENSION DES MILIEUX.....	p. 102
A - Paléocourants à l'échelle du Massif Armoricaire	
Conclusions	
B - Variations latérales et verticales des faciès	
1° En presqu'île de Crozon	
2° Dans le reste du Massif armoricaire	
CONCLUSIONS GENERALES.....	p. 115
Le Paléoenvironnement du Grès armoricaire	
Conséquences stratigraphiques et paléogéographiques	

SYMBOLES

LEXIQUE

I - ETAT DES CONNAISSANCES

A - LES PRINCIPAUX TRAVAUX ANTERIEURS

L'objet de ce chapitre n'est pas de fournir une liste exhaustive des très nombreuses publications traitant du Grès armoricain (une bibliographie complète pourra être trouvée dans le Lexique Stratigraphique International de 1957 et dans le Lexique des Formations de l'Ordovicien armoricain de C. Babin & al., 1976 b). Elle est destinée à rappeler les étapes essentielles de l'évolution des connaissances. Les références citées ci-dessous seront détaillées et complétées par la suite en fonction de leur nécessité.

1) LES TRAVAUX ANCIENS.

A partir de la définition de *l'étage du grès armoricain* par Marie Rouault en 1851, les publications concernant cette nouvelle formation vont essentiellement aborder trois sujets :

- son contenu faunique et son âge
- l'origine des "... corps ne présentant aucun caractère qui puisse permettre de les ranger dans les genres connus..." qu'il contient en grand nombre et que M. Rouault plaçait parmi les *Fucoides* (p. 729)
- sa place dans la stratigraphie régionale.

La première liste de fossiles établie par M. Rouault, malheureusement sans illustrations, fut complétée ou modifiée par G. de Tromelin & P. Lebesconte (1876) pour la Bretagne méridionale et l'Anjou, G. de Tromelin (1877) et J. Morière (1879, 1881) pour la Normandie, A. Guillier (1881) pour la Sarthe, P. Lebesconte (1887) puis Ch. Barrois (1891) pour l'ensemble du Massif armoricain, L. Bureau (1900) pour la "Loire Inférieure" (la Loire-Atlantique), F. Kerforne (1901 a) pour la presqu'île de Crozon, L. Dangeard (1922) pour les Coëvrons et J. Peneau (1946) pour l'Anjou, ... Le travail de Ch. Barrois déboucha sur une comparaison avec les faunes équivalentes et sur un rapprochement définitif avec les *couches d'Arenig*.

Par leur abondance en *Fucoides*, le Grès armoricain et les faciès analogues furent au centre de la controverse passionnée qui régna à la fin du siècle dernier au sujet de la nature de ces "corps" (traces fossiles). Les auteurs armoricains y prirent part en proposant des interprétations variées (cf. chap. IV).

La position stratigraphique réelle du Grès armoricain fut fixée dès 1863 par P. Dalimier entre les *schistes pourprés* (Formation de Pont-Réan) et les *schistes ardoisiens d'Angers* (Formation des schistes d'Angers et équivalents). M. Rouault avait en effet primitivement défini comme *étage du grès armoricain* à la fois des schistes rouges à niveaux de poudingues et des grès siliceux blancs leur succédant en stratification concordante. Il faut noter que M. Dufrénoy avait reconnu en 1838 un *grès des Montagnes noires* qui n'était autre que du Grès armoricain. Dans la terminologie de la fin du XIX^{ème} siècle, le Grès armoricain appartenait au *Terrain Silurien inférieur, faune seconde* (Guillier & Tromelin, 1874 ; Tromelin, 1877 ; Lebesconte, 1890 ; ...). A la suite du travail de Ch. Barrois (1891), F. Kerforne (1898, 1901 a) fit usage de la nomenclature stratigraphique, basée sur le découpage britannique, actuellement en vigueur. Il plaça les Schistes rouges dans le Cambrien et le Grès armoricain dans l'Ordovicien inférieur.

Une première division lithologique interne au Grès armoricain fût présentée par Ch. Barrois (1876, p. 42) : grès blanc du Toulinguet, schistes de l'anse de Portznaye, et grès blanc du Grand Gouin. F. Kerforne rapporta les schistes de Portznaye au Précambrien (1898, 1901 a) en expliquant cette succession lithologique par une structure anticlinale. Il proposa postérieurement (1912, 1915) une autre subdivision en trois parties utilisée couramment depuis : Grès armo-

ricain inférieur, Schistes intermédiaires, Grès armoricain supérieur. Dans le même temps, quatre couches de minerai de fer furent distinguées à l'intérieur de la formation (Davy, 1880 ; Bellanger, 1911). C'est F. Kerforne (1914, 1915) qui signala la constance de ces couches en Bretagne centrale et en Anjou et qui fixa leur position sous les Schistes intermédiaires dans le Grès armoricain inférieur.

Les rapports entre les *Schistes de Rennes* (Briovérien) et les terrains paléozoïques ont été longtemps discutés. Si certains pressentirent une discordance majeure (Dufrenoy, 1838 ; Lebesconte, 1890 ; Kerforne, 1898, 1901b ; ...), d'autres ne virent qu'un contact anormal ou un passage concordant (Barrois, 1876, 1886 ; Milon, 1922, 1923, 1927 ; Pruvost, 1949, 1959 ; ...). La réalité de cette discordance et la présence d'un conglomérat à la base du Grès armoricain furent confortées par P. R. Giot (1944), E. Bolelli (1944, 1951) et plus récemment par A. Philippot & J. J. Chauvel (1957), J. J. Chauvel (1959), Cl. Klein (1959, 1961), J. J. Chauvel & A. Philippot (1960), ...

Les grands traits de l'esquisse paléogéographique de P. Pruvost (1949) sur le Paléozoïque armoricain ont été repris par la plupart des auteurs postérieurs et se retrouvent encore dans les schémas actuels des différentes transgressions.

2) LES TRAVAUX RECENTS.

a) Paléontologie et stratigraphie. - Aux données fournies par les macrofaunes (Babin, 1966 ; Henry, 1971, 1980 ; Paris & Skevington, 1979) sont venus s'ajouter les résultats décisifs de la micropaléontologie (Deunff & Chauvel, 1970 ; Paris, 1981). La nomenclature stratigraphique utilisée par les auteurs britanniques (Bradshaw, 1963 ; Bishop & al. 1969) a été définitivement écartée au profit de la nomenclature actuelle (cf. lexique des formations de l'Ordovicien armoricain, C. Babin & al. 1976b) établie à la suite de différents travaux synthétiques (Babin & al. 1968 ; Babin & al. 1976a). Les relations entre les sédiments paléozoïques et leur faune ont été discutées par H. Lardeux & al. (1977) puis par J. J. Chauvel & M. Robardet (1979).

b) Pétrographie sédimentaire et sédimentologie. - Les faciès pétrographiques particuliers du Grès armoricain sont maintenant répertoriés (Chauvel & Le Corre, 1971). La plupart ont fait l'objet d'études détaillées : c'est le cas du minerai de fer (Chauvel, 1961, 1963, 1971, 1974 ; Joseph, 1982), des niveaux calcaires (Alix, 1966 ; Alix & Chauvel, 1966) et des accumulations de rutile et de zircon à l'origine de nombreuses prospections minières (cf. Faure, 1978). La plupart de ces études pétrographiques sont associées à des approches sédimentologiques afin d'expliquer la genèse et le mode de mise en place des faciès concernés.

Certaines figures ou structures sédimentaires suscitèrent l'intérêt de J. D. Bradshaw (1966), C. Babin & Y. Plusquellec (1969), Y. Lemosquet (1970), C. T. Baldwin & H. D. Johnson (1977), F. Guillocheau (1982). C. T. Baldwin (1976) associa une analyse sédimentologique détaillée à une étude des traces fossiles dans la coupe du Grand Gouin à Camaret (Finistère) et procéda à des comparaisons avec les faciès cambro-ordoviciens d'Espagne et de Grande-Bretagne. Récemment F. Guillocheau & J. Rolet (1982) ont proposé une histoire du Paléozoïque ouest-armoricain dans laquelle la place et la signification du Grès armoricain a été brièvement envisagée.

3) LES MODELES ANTERIEURS DE DEPOT.

Le dépôt du Grès armoricain en eaux peu profondes n'a jamais été véritablement mis en doute. Cela tient à la nature des traces d'activité biologique et aux figures sédimentaires qu'il renferme. Dans la plupart des travaux, qu'ils soient sédimentologiques, stratigraphiques ou même paléontologiques, ... "*ripple-marks, chenaux, load-casts, stratifications obliques,*

films de vannage de minéraux lourds, pistes et terriers, ... sont cités pour affirmer qu'il s'agit d'une sédimentation marine épicontinentale dont il est parfois précisé qu'elle est littorale ou intertidale. Pourtant, les véritables modèles de dépôts sont peu nombreux et résultent d'études thématiques ou ponctuelles.

F. Doré explique le niveau conglomératique de base du Grès armoricain à Herquemoulin (Cotentin) et la surface érosive sur laquelle il s'est déposé par le démantèlement d'une côte rocheuse. Sur une surface d'abrasion creusée par l'érosion marine seraient venus s'accumuler divers blocs de sédiments lithifiés. Des périodes faiblement turbulentes auraient permis une sédimentation sableuse envahie par des *polydoraies* (1969, p. 218 et suivantes).

Pour J. J. Chauvel, chacun des membres du Grès armoricain correspond à une période de sédimentation différente (1971, p. 81). Il explique la formation du minerai de fer par le développement de la transgression ordovicienne sur les reliefs cadomiens pénéplanés et recouverts d'arènes rubéfiées. Il envisage des zones marécageuses riches en algues et en bactéries permettant la mise en solution du fer et son évacuation jusqu'à une mer épicontinentale parsemée d'îles et de haut-fonds. Les Schistes intermédiaires seraient la conséquence d'un envasement de la zone littorale. Les régions non ferrières et à sédimentation moins puissante auraient été tardivement envahies par la transgression (1971, p. 172 et suivantes).

C. T. Baldwin différencie huit types de faciès à partir desquels il reconstitue l'histoire du milieu. Une chaîne de barrières se serait développée par la migration vers le rivage de rides géantes subtidales créant sur leur face interne des faciès lagunaires protégés. L'activité occasionnelle des tempêtes provoquerait des apports exceptionnels de matériel silto-sableux par-dessus ces barrières, redistribués par les courants tidaux à l'intérieur des environnements lagunaires. Les barrières auraient été par la suite détruites et les faciès protégés, reliés au littoral ; puis les faciès planicôtiers auraient progressivement été recouverts par des boues marines de plateforme (1976, Vol. I, chap. 4).

P. P. Faure estime que la minéralisation en rutile et zircon, présente uniquement dans des séquences proximales de dépôt, est globalement synchrone dans la partie supérieure du Grès armoricain (1978, p. 291 et suivantes). Le membre du Gador marquerait l'installation d'une sédimentation s'éloignant du rivage sous l'effet d'une transgression. Les conditions de sédimentation changeraient brutalement lors du dépôt du Grès armoricain supérieur (p. 171 et 291). Les accumulations de minéraux lourds, déposés en haut de plage, résulteraient des variations de la ligne de rivage (p. 239 et suivantes, p. 291 et suivantes) et s'étendraient parallèlement à ce rivage.

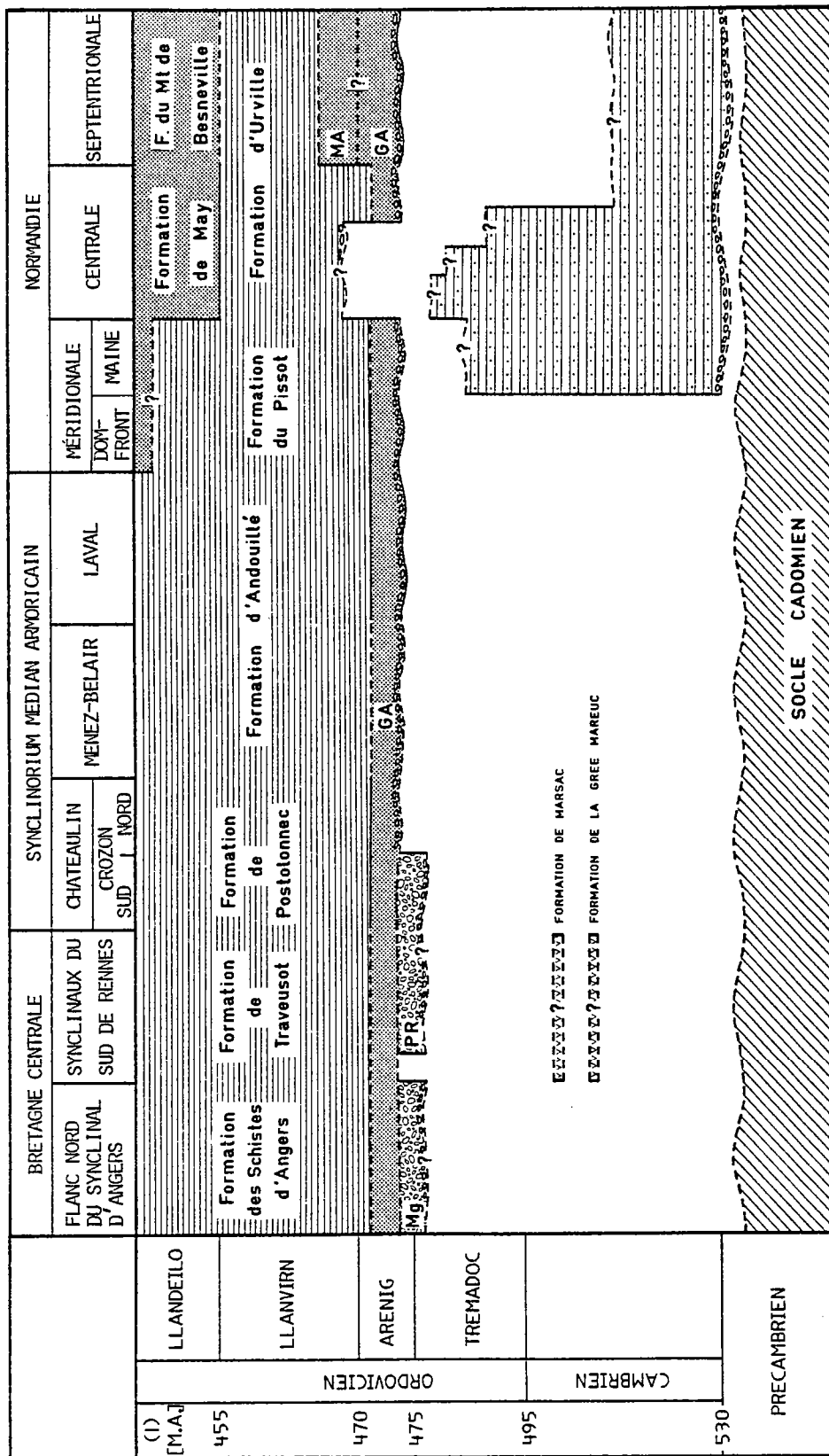
Ph. Joseph (1982) réfute, pour la mise en place des minerais de fer normands et angevins, l'existence d'une série de haut-fonds, non littoraux, isolés en pleine mer (Courty, 1979). Il reprend le schéma classique développé antérieurement (cf. Chauvel, 1971) en l'associant en partie à celui de C. T. Baldwin. Pour le minerai de fer normand, il propose des rides géantes de haute énergie, à forte teneur en fer oxydé, séparées par des dépressions dans lesquelles s'accumulent des faciès d'énergie plus faible.

F. Guillocheau & J. Rolet (1982) reconnaissent les influences des marées et la présence de traces d'émersion (p. 46) mais écartent l'idée de dépôts littoraux (p. 46). Ils affirment que le Grès armoricain s'est déposé en-dessous de la limite d'action de la houle, bien qu'à proximité de cette limite. Quatre types d'environnements ont été reconnus par F. Guillocheau (p. 48) : des milieux d'*offshore*, des faciès protégés en amont de topographies édifiées par des vagues de tempêtes, des barres de marées, des "ridens" dus aux courants permanents.

B - CONTEXTE GEOLOGIQUE

1) CADRE GEODYNAMIQUE.

Dans son architecture actuelle, le Massif armoricain comporte plusieurs domaines limités



☐ 1 ☐ 2 ☐ 3 ☐ 4 ☐ 5 ☐ 6 ☐ 7 ☐ 8 ☐ 9 ☐ 10

Tableau 1. - Stratigraphie du Paléozoïque inférieur des régions Nord et médio-armoricaines
 Mg = Formation des Schistes du Margat ; P.R. = Formation de Pont-Réan ; C.A. = Formation du Grès armoricain ; M.A. = Formation des
 Moitiers d'Alloune. 1 = non dépôt ; 2 = volcanisme acide ; 3 = Cambrien normand (d'après F. Doré, 1972 et F. Doré & al. 1982) ;
 4 = sédimentation gréco-pélique et conglomératique ; 5 = sédimentation à dominante argilée ; 6 = sédimentation à dominante pé-
 litique ; 7 = conglomérat basal ; 8 = discordance ; 9 = limite établie ; 10 = limite probable.
 Limites supérieures et inférieures de la Formation du Grès armoricain d'après F. Paris & D. Skewington, 1979 ; F. Paris, 1981 ; F.
 Paris & al., 1982 ; F. Paris inédit. Echelle numérique d'après G. S. Odín & N. H. Gale, 1982.

par des accidents tectoniques importants (cf. Cogné, 1974 et fig. 1). Le cisaillement Sud-armoricain sépare deux ensembles marqués par des évolutions différentes : cadomienne et varisque pour les régions Nord et Médio-armoricaines, ligérienne et varisque pour les régions Sud-armoricaines (Cogné, 1977).

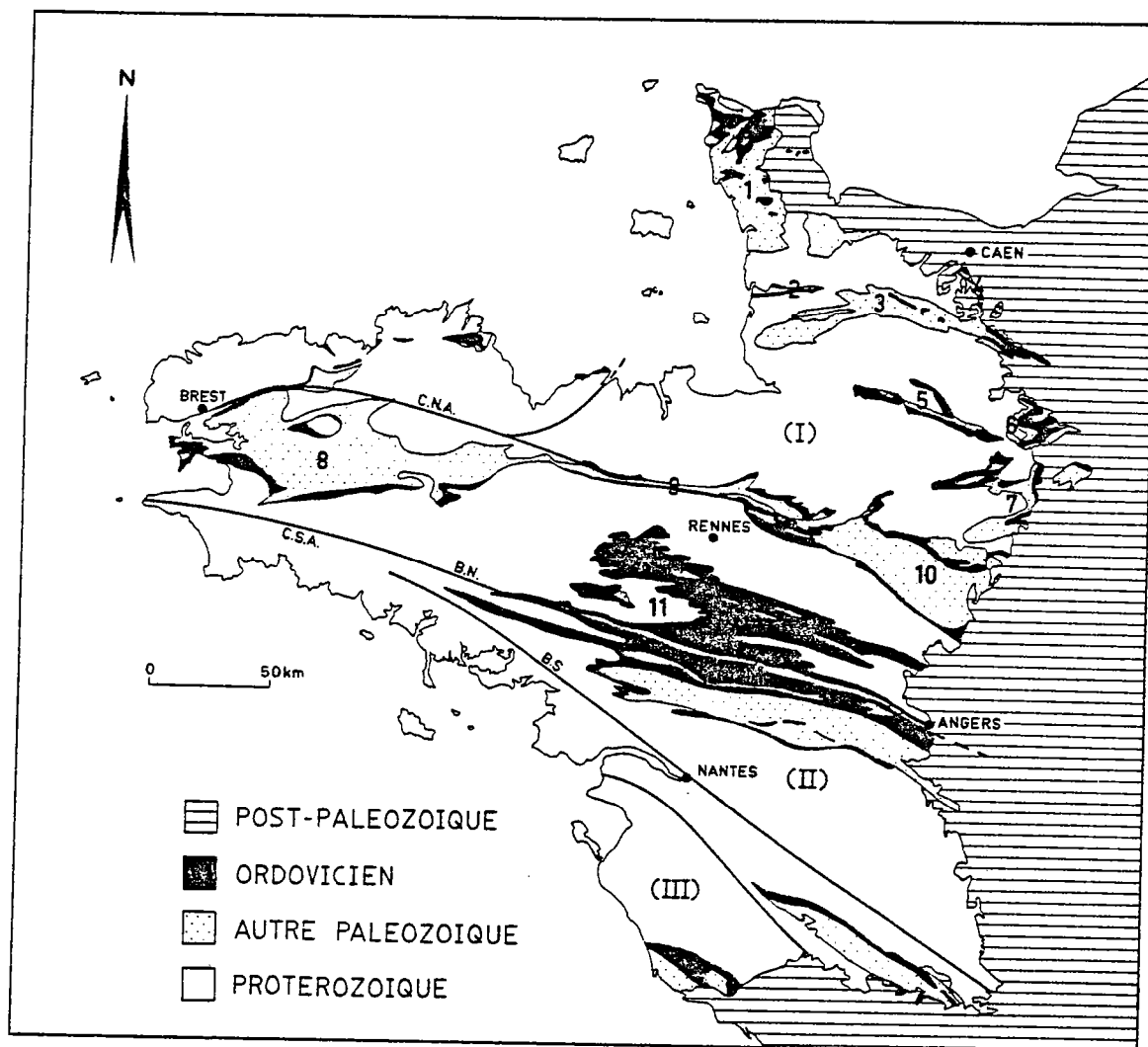


Fig. 1. - Les unités du Paléozoïque armoricain.

REGIONS NORD et MEDIO-ARMORICAINES (I)

Normandie septentrionale : (1) Cotentin ; centrale : (2) Synclinal de Montmartin, (3) Zone bocaine, (4) Synclinaux d'Urville et de May-Orne ; méridionale : (5) Synclinal de Mortain-Domfront ; (6) Synclinal de Sées et Anticlinal d'Ecouvres ; (7) Synclinaux de Pail et des Coëvrons.

Synclinoorium médian armoricain : (8) Synclinoorium de Châteaulin ; (9) Synclinoorium du Méné Belair ; (10) Synclinoorium de Laval.

Synclinaux du Sud de Rennes et flanc Nord du synclinoorium de St Julien-de-Vouvantes - Angers (11).

REGIONS SUD-ARMORICAINES

Domaine ligérien (II) ; Anticlinal de Cornouaille et Vendée (III).

C.N.A. = Cisaillement Nord-armoricain ; C.S.A. = Cisaillement Sud-armoricain (B. N. = branche Nord ; B.S. = branche Sud).

L'unité paléogéographique des régions septentrionales ne fait maintenant plus de doute (Lardeux & al. 1977 ; Paris & Robardet, 1977 ; ...) malgré la présence du cisaillement Nord-armoricain (Chauris, 1969 ; Paris & Jegouzo, 1977). L'évolution paléogéographique et structurale des unités méridionales est, par contre, diverse et complexe. Une certitude existe malgré tout : la branche Sud du cisaillement Sud-armoricain est une limite structurale et paléogéographique majeure (cf. Cogné, 1977). Les caractéristiques du Paléozoïque compris entre les deux branches du cisaillement se rapprochent des régions Nord et Médio-armoricaines, et le flanc Nord du synclinorium d'Angers leur appartient incontestablement (cf. Lardeux & al. 1977). L'importance structurale de la branche Nord est reconnue (Jégouzo, 1980) mais sa signification paléogéographique n'est pas clairement définie (cf. Chauvel & Robardet, 1979).

Pour ces raisons, les affleurements de Grès armoricain étudiés dans ce travail ont été choisis uniquement dans les régions Nord et Médio-armoricaines.

2) STRATIGRAPHIE.

La base de la succession ordovicienne dans le Massif armoricain peut s'assimiler globalement à une mégaséquence détritique normale transgressive sur les assises antérieures (socle cadomien ou séries cambriennes). La Formation du Grès armoricain occupe une place majeure à l'intérieur de cette séquence par son uniformité et son extension géographique puisqu'elle se rencontre dans la plupart des unités structurales paléozoïques du Massif armoricain (fig. 1 et tableau 1). En Normandie, elle peut surmonter le Cambrien (cf. Doré, 1969 ; Robardet, 1973) alors que dans une partie de la presqu'île de Crozon et des synclinaux du Sud de Rennes, elle succède en continuité à une formation rouge immature, la Formation de Pont-Réan. Ailleurs, elle forme la base de la série paléozoïque et repose alors en discordance sur le socle cadomien par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique. Le Grès armoricain est recouvert par des formations péli-tiques (Formation de Postolonnec et ses équivalents) et localement, dans le Cotentin, par les grès de la Formation des Moitiers d'Allonne (cf. Robardet, 1973 ; Racheboeuf, 1976). Les bandes discontinues de grès blancs au Nord-Ouest du Massif armoricain (Monts d'Arrée, Coat-Liou, La Roche Maurice, Plourivo, etc...) assimilés au Grès armoricain (Chauris, 1971) établissent l'existence de ce faciès au Nord du segment occidental de la Zone broyée Nord-armoricaine.

Beaucoup d'incertitudes entourent les équivalents latéraux de la formation (fig. 2). Dans le domaine ligérien, l'hétérogénéité des séries anté-llanvirniennes confirme l'originalité des régions Sud-armoricaines par rapport aux régions Nord et Médio-armoricaines. Le Grès armoricain est présent sur le flanc Nord du synclinorium d'Angers alors qu'apparaît sur son flanc Sud le Groupe de Bains sur Oust. Cette formation, azoïque, est encore très mal connue ; elle fait l'objet de discussions aussi bien en ce qui concerne ses relations avec le Briovérien (Blaise & al. 1970 ; Le Corre, 1978 ; Rabu, 1982 ; Blaise & al. 1983) qu'en ce qui concerne son âge. Son milieu de sédimentation est tantôt considéré comme profond, tantôt comme peu profond. Dans la terminaison orientale du bassin d'Ancenis, les sédiments gréseux de la Formation du Moulin de Châteaupanne, riches en débris lithiques, ont pu être datés de l'Arenig (cf. Blaise & al. 1970). En Vendée, le faciès *Grès armoricain* se rencontre dans le Synclinorium de Chantonay (Formation de la Quartzite de la Châtaigneraie, cf. Mathieu, 1937 ; Wyns, 1980) et dans le Synclinorium du Bas-Bocage (cf. Ters, 1979).

L'âge des formations rouges du golfe normano-breton est depuis longtemps sujet à discussion. L'attribution de la Formation de Hyenville (Synclinal de Montmartin) au Dévonien supérieur (Doubingier & al. 1966) a récemment été réfutée par H. Perroud & al., (sous presse) qui la

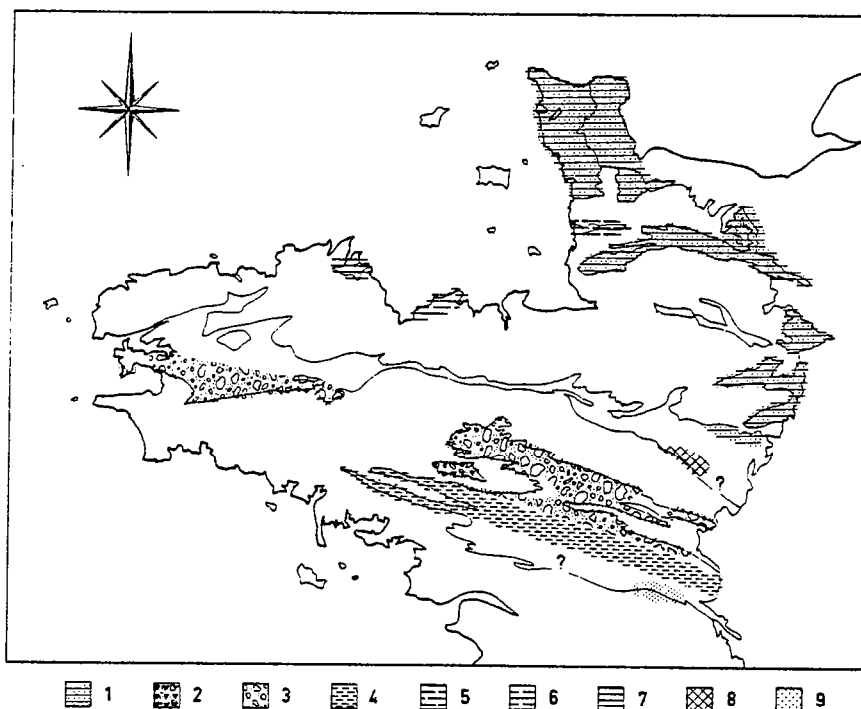


Fig. 2. - Dépôts sous-jacents et/ou équivalents à la Formation du Grès armoricain. 1 = Cambrien Normand ; 2 = volcanisme acide (Formations de Marsac et de La Grée Mareuc) ; 3 = Formations de Pont-Réan et des Schistes du Margat ; 4 = Groupe de Bains sur Oust ; 5 = Formation de Hyenville ; 6 = Série d'Erquy ; 7 = Grès de Plourivo ; 8 = Formation de Montebert ; 9 = Formation du Moulin de Châteaupanne.

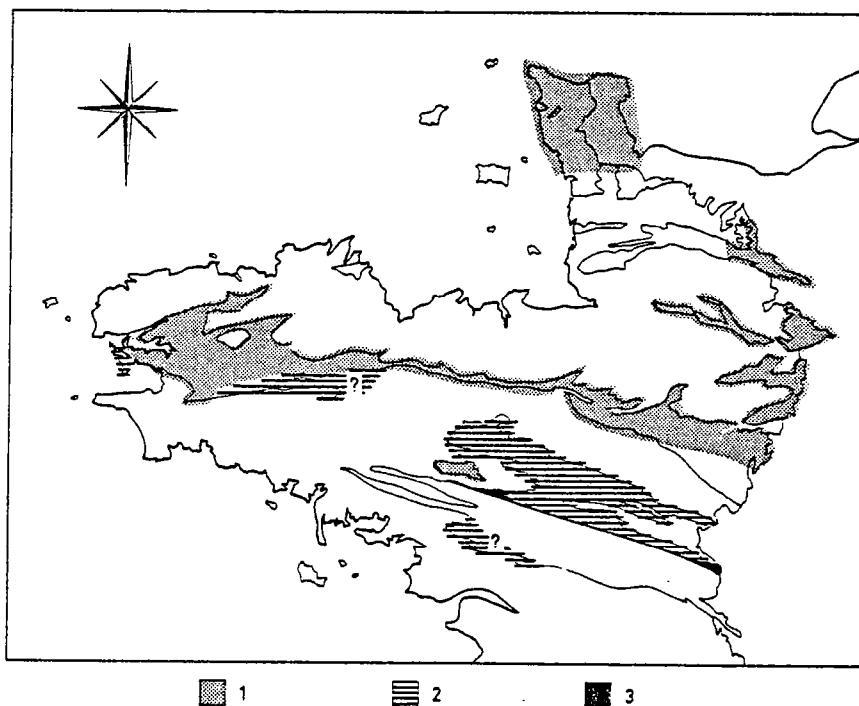


Fig. 3. - La Formation du Grès armoricain : répartition géographique et lithologie. 1 = une masse unique, 2 = présence d'un Membre moyen hétérolithique, 3 = présence d'un Membre moyen pélitique (Lardeux & al., 1977, modifié).

considèrent comme un équivalent des formations rouges de Plourivo, Erquy et Fréhel, dont l'âge ordovicien basal (472 ± 5 M. a.) a été obtenu par radiométrie (Auvray & al., 1980). Aucune donnée sédimentologique ou stratigraphique ne permet actuellement de rapprocher ces séries des formations rouges sous-jacentes au Grès armoricain (Formation de Pont-Réan) ni de les considérer comme différentes. Des galets de spilite pouvant provenir des volcanites de la Formation de la Heusaye ont été retrouvés au Sud de Rennes dans les niveaux phosphatés de la base de la Formation de Traveusot (Chauvel & Durand, 1983).

a) Découpage lithologique de la formation. - Une division de la formation en trois membres a été établie en Bretagne centrale par F. Kerforne (1912, 1915) et étendue à la presqu'île de Crozon (Chauvel & Le Corre, 1971). Ces subdivisions reposent sur le développement préférentiel d'une unité hétérolithique séparant deux unités inférieure et supérieure à dominante arénacée. Il s'agit :

- d'un Membre inférieur (Grès armoricain inférieur)
- d'un Membre moyen (Schistes intermédiaires, Membre du Gador, Membre de Congrier, Schistes du Pavillon, selon les régions) dont l'extension géographique est limitée (fig. 3)
- d'un Membre supérieur (Grès armoricain supérieur).

Dans le reste du Massif armoricain (Normandie, partie Nord du synclinorium de Château-lin, synclinoria de Laval et du Ménez-Belair) le Grès armoricain n'est pas divisible en plusieurs membres (*indivis*, cf. Lardeux & al., 1977) malgré l'existence de niveaux hétérolithiques parfois épais.

Le développement, ces dernières années, de corrélations entre diverses parties du Massif armoricain, fondées sur les seuls critères lithologiques, révèle les dangers d'utilisation d'un tel découpage à des fins stratigraphiques et qui a conduit à :

- considérer le Grès armoricain comme complet lorsqu'il y a trois membres et réduit lorsqu'il est en une seule masse (e. g. Faure, 1978, p. 42 et Joseph, 1982, p. 43)
- associer un ensemble *indivis* au Membre supérieur ou même à l'Arenig supérieur sans aucun critère biostratigraphique défini et en déduire une lacune des deux autres membres
- voir un Membre moyen là où il n'y a qu'un lithofaciès hétérolithique comme on en trouve assez fréquemment dans l'ensemble de la formation
- distinguer une masse inférieure et supérieure sur la base de critères pétrographiques illusoirs lorsqu'il n'y a pas de Membre moyen véritablement individualisé (e. g. Noblet, 1981, p. 56)
- utiliser des épaisseurs pour reconnaître un membre (e. g. Joseph, 1982, p. 267).

Aucune différence évidente ne permet de distinguer le Membre inférieur du Membre supérieur sur l'ensemble du Massif Armoricain contrairement à ce qui est parfois exprimé. Ces deux unités lithologiques ne se distinguent et n'existent que par la seule présence d'un Membre moyen bien individualisé. Les données récentes obtenues par les Chitinozoaires (Paris, 1981 et inédit) confirment qu'aucune valeur stratigraphique ne peut être retenue pour ce découpage.

b) Biostratigraphie. - C'est en comparant les faunes de Bivalves du Grès armoricain avec des faunes supposées équivalentes que Ch. Barrois (1891, p. 233-234) lui attribua un âge Arenig. Plusieurs éléments ont permis par la suite de conforter cet âge :

- l'existence de Graptolites llanvirniens dans les formations immédiatement sus-jacentes (Tromelin & Lebesconte, 1876 ; Barrois, 1876, 1892 ; ... cf. Philippot, 1950, p. 17-18)
- la présence de Graptolites arenigiens dans les grès du Pont-de-la-Pile (Péneau, 1924 ; Milon, 1925 ; Philippot, 1950) bien qu'ils soient actuellement rapportés avec doute au Groupe de Bains sur Oust

- la découverte de Didymograptidés déflexes juste au-dessus du toit du Grès armoricain (Philipot, 1943, 1950 p. 45-46) à Montserrat dans le synclinal de Martigné-Ferchaud.

Malgré certaines ressemblances parfois soulignées avec des faunes arenigiennes (e. g. Dean & Martin, 1978 et Henry, 1980 pour *Ogyginus armoricanus*), la pauvreté de la macrofaune n'autorise pas avec certitude une attribution stratigraphique. Différents travaux sur le contenu faunique du Grès armoricain le prouvent : C. Babin (1966) pour les Mollusques, J. L. Henry (1969, 1971, 1980) pour les Trilobites, L. R. Cocks & M. G. Lockely (1981) pour les Brachiopodes.

Récemment, l'extrême base des formations schisteuses sus-jacentes a livré dans différentes parties du Massif armoricain (Synclinorium de Laval, Synclinal de Domfront, Presqu'île de Crozon) des Graptolites et des Chitinozoaires de l'Arenig moyen, zone à *nitidus* (Paris & Skevington, 1979 ; Paris, 1981). La partie tout à fait inférieure des Formations de Postolonnec, d'Andouillé, du Pissot et probablement de Traveusot correspond donc encore à de l'Arenig. Cette découverte a permis de dissocier formellement la limite lithologique marquant le sommet du Grès armoricain de la limite stratigraphique Arenig-Llanvirn. Pour l'ensemble de la formation, l'âge arenigien a été réellement établi par l'étude des assemblages de Chitinozoaires. Le sommet du Membre inférieur a localement livré des Chitinozoaires caractéristiques de l'Arenig (Deunff & Chauvel, 1970). Une étude plus complète des biozones de Chitinozoaires (Paris, 1981) a précisé cet âge (Arenig moyen) et l'a étendu à différentes parties du Massif armoricain (Synclinorium de Laval, Synclinal de Domfront). L'ensemble de la formation est actuellement rapporté à la seule biozone d'*Eremochitina baculata brevis* attribuée à l'Arenig inférieur et moyen *pro parte* (Paris & al. 1982).

3) CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE.

L'avènement des temps paléozoïques se marque, dans le Massif armoricain, par la submersion graduelle du continent cadomien. Deux étapes d'importance inégale, la transgression cambrienne et la transgression ordovicienne, jalonnent cet envahissement.

En Normandie, la première transgression s'avance sur le socle dès le Cambrien inférieur. Deux reliefs importants canalisent la progression marine et le remplissage sédimentaire. La succession de plusieurs cycles consécutifs à des pulsations épeirogéniques tardi-cadomiennes démontre les hésitations d'une invasion somme toute restreinte (cf. Doré, 1969, 1972).

La transgression généralisée de l'Ordovicien inférieur débute probablement au Trémadoc voire même seulement à l'Arenig. La mer va s'étendre sur la majeure partie du Massif armoricain avec le dépôt du Grès armoricain. Commence alors une évolution sédimentaire typiquement paléozoïque qui se poursuivra, dans les régions septentrionales, sans événement majeur et généralisé jusqu'au Dévonien supérieur (cf. Babin & al. 1976a ; Lardeux & al. 1977 ; Chauvel & Robardet, 1979). L'histoire sédimentaire du bassin est interprétée comme une succession de périodes calmes et d'épisodes énergétiques plus brefs modifiant la paléogéographie sans perturber le milieu de sédimentation (Guillocheau & Rolet, 1982). L'extension maximale de la mer sera atteinte au Llanvirn lors de la sédimentation détritique fine des formations pélitiques sus-jacentes au Grès armoricain.

Pendant le Paléozoïque inférieur, l'existence de manifestations volcaniques (Formations de la Heussaye, de la Grée Mareuc, de Marsac ; Membre de Tréal de la Formation de Pont-Réan volcanisme cambrien des Coëvrons, de Perseigne et de St-Germain-le-Gaillard ; ...) semble traduire l'instabilité sporadique des bordures et du fond de l'aire de sédimentation. La poursuite d'un tel phénomène pourrait être la cause d'une subsidence différentielle expliquant les variations prononcées d'épaisseur du Grès armoricain (Noblet, 1984 et sous presse). Il faut souligner l'étonnant paradoxe entre la maturité globale du sédiment et le fait que ces dépôts expriment une reprise de la sédimentation.

Dans un tel contexte paléogéographique, le diachronisme des dépôts inférieurs de la transgression est quasi-certain. Par nature, le phénomène transgressif est diachrone même si le décalage est parfois faible et donc difficile à saisir par la biostratigraphie comme pour le Grès armoricain.

Des faciès analogues ont été identifiés sous différentes dénominations en Péninsule ibérique (cf. Hammann, 1976), en Afrique du Nord et au Moyen-Orient (cf. Selley, 1970 ; Destombes, 1971 ; Sadek, 1977 ; Blaise & Bouyx, 1980 a et b ; Seilacher, 1982 b, ...) à Terre Neuve (cf. Dean & Martin, 1978), en Argentine (cf. Acenolaza, 1980 ; Acenolaza & Toselli, 1981), en Bolivie (cf. d'Orbigny, 1842 ; Mégard & al. 1971), en Antarctique (cf. Webby & al. 1981 ; Cooper & al. 1982) et probablement en Chine dans les provinces de Yunnan et de Szechuan (cf. Yin, 1932). Cette vaste répartition géographique et l'importance de ces dépôts en font une composante majeure de la paléogéographie du Paléozoïque inférieur (Spjeldnaes, 1961, 1967 ; Termier & Termier, 1974 ; Paris & al. 1982 ; Paris & al., sous presse).

II- METHODOLOGIE ET TERMINOLOGIE

De très nombreux affleurements offrent des coupes plus ou moins complètes du Grès armoricain, mais rares sont celles qui permettent une exploitation sédimentologique fructueuse. Dans la plupart des cas, en effet, l'altération du matériel sédimentaire, le couvert végétal dense, les fronts de taille poussiéreux et instables, les difficultés d'observation dans les trois dimensions de l'espace, n'autorisent pas une véritable étude sédimentologique. Pour pallier ces difficultés, j'ai défini les caractéristiques des principaux faciès dans les meilleures coupes (affleurements côtiers) où des observations suivies, précises et détaillées sont possibles. Puis j'ai recherché l'extension de ces faciès dans d'autres coupes du Massif Armoricaire (Chap. VI) afin d'avoir une vision globale de la formation. Les affleurements retenus (Chap. III) concernent tous des coupes relativement classiques et aucune ambiguïté n'existe quant à leur appartenance à la Formation du Grès armoricain. Le lever banc par banc est schématisé sur deux colonnes pour les coupes détaillées : l'une figurant la lithologie, l'autre les caractéristiques sédimentologiques. Des informations complémentaires (figures sédimentaires, répartition des traces fossiles, paléocourants, ...) ont été également reportées le long de la colonne lithologique.

La nomenclature utilisée dans les descriptions stratinomiques reprend les termes définis par A. Lombard (1956, 1972) ou par J. C. Gall (1976). Ainsi la stratification définit la disposition des sédiments en couches ou en strates alors que le litage désigne la structure interne d'une strate (Lombard, 1972, p. 146-147). Une stratification peut être continue ou lenticulaire ; un litage est qualifié selon les cas d'oblique (tabulaire et arqué), de plan, d'ondulé, déformé, etc... Une strate est limitée par des joints plus ou moins épais avec matière (interstrate) ou sans matière (joint sec) et par des surfaces de discontinuité. Un diastème est un joint intrastrate sans continuité latérale. Dans le litage des ensembles de lamines concordantes déterminent des faisceaux.

A - NOMENCLATURE PETROGRAPHIQUE ET LITHOFACIES

1) PETROGRAPHIE.

Etant donnée l'étendue de la Formation du Grès armoricain et la puissance totale des successions levées, l'examen de lames minces n'a été effectué que pour une caractérisation pétrographique de la roche et une évaluation de son grain moyen. La nomenclature très classique utilisée dans ce travail (tableau 2) repose essentiellement sur des critères granulométriques. Le terme de "schistes" à connotation tectonique a été écarté pour les roches à grain fin. Je lui ai préféré celui de pélites malgré les réserves émises par G. Scolari & R. Lille (1973). En anglais, les noms correspondants diffèrent suivant les auteurs : "Shales" (Friedman & Sanders, 1978 ; Potter & al., 1980 ; ...), "Mudrocks" (Blatt & al., 1972 ; Lundegard & Samuels, 1980 ; ...), "Mudstones" (Jackson, 1970 ; ...). Dans certains cas, l'évaluation du grain moyen a été nécessaire pour aider à la compréhension des mécanismes hydrodynamiques de mise en place des corps sédimentaires. Mais ces évaluations doivent être considérées comme de simples estimations puisque les tailles calculées sont, probablement dans la plupart des cas, surestimées du fait d'un accroissement secondaire des grains. L'étude exoscopique des quartz a montré que les pellicules siliceuses néoformées peuvent représenter au moins 5% de la taille finale du grain.

2) EXOSCOPIE DES QUARTZ.

L'exoscopie des quartz permet dans certains cas de reconstituer l'histoire sédimentaire des grains de quartz à partir d'une analyse détaillée de leur surface au microscope élec-

LIMITES	ELEMENTS			PETROGRAPHIE	LITHOFACIES
- 256 mm (-8 ϕ)	Bloc (boulder)	RUDITES (Gravels)	CONGLOMERAT	CONGLOMERATS : les éléments de la taille des rudites dominant en volume Poudingue Brèche Monogénique Polygénique Texture, fabrique, litage, granoclassement, (cf. J. C. Harms & al., 1975)	
- 64 mm (-6 ϕ)	Pierre (cobble)				
- 16 mm (-4 ϕ)	Caillou (pebble)				
- 4 mm (-2 ϕ)	Gravier (pebble)				
- 2 mm (-0 ϕ)	Granule (granule)				
- 500 μ (1 ϕ)	Grain grossier (coarse)	ARENITES (Sands)	MICRO CONGLOMERAT	GRES (sandstones) Ils sont classés sur la base : - des éléments (quartz, feldspath, fragments lithiques uniquement) et du pourcentage de matrice (cf. R. H. Dott, 1964) - des éléments et de l'existence d'un ciment (quartzite)	HOMOLITHIQUE ARENACE (90 à 100% de grès)
- 250 μ (2 ϕ)	Grain moyen (median)				
- 62 μ (4 ϕ)	Grain fin (fine)				
- 2 μ (9 ϕ)	Silt (silt)	LUTITES (Muds)		PELITES (shales ou Mudrocks ou Mudstones) SILTITES ARGILITES	HETEROLITHIQUE (10 à 90% de grès) à dominante arénacée à dominante pélitique HOMOLITHIQUE PELITIQUE (moins de 10% de grès) (d'après H. D. Johnson, 1978)
- 0,12 μ (13 ϕ)	Argile (clay)				

Tableau 2. - Nomenclature utilisée pour la définition des faciès pétrographiques et des lithofaciès.

tronique à balayage (cf. Le Ribault, 1977). La méthode s'applique essentiellement à des sédiments récents faiblement diagénétisés mais a également été utilisée dans le cas de matériel paléozoïque (e. g. Hamoumi, 1981 ; Hamoumi & al., 1981). J'ai donc essayé de l'appliquer aux quartz du Grès armoricain malgré de nombreuses difficultés liées aux problèmes d'individualisation des particules sédimentaires primaires. Les observations ont été effectuées à partir de fragments grossiers pulvérulents prélevés dans la partie sommitale du Grès armoricain du Courrijou à Camaret (presqu'île de Crozon). Après tamisage, la fraction granulométrique comprise entre 315 et 500 μ a été sélectionnée et préparée suivant une démarche devenue maintenant classique (voir par exemple M. Rozé, 1981, p. 13-14).

Les résultats, décevants en ce qui concerne l'histoire des grains, n'en sont pas moins intéressants à divers titres :

- l'échantillon analysé contient plusieurs catégories de grains : non usés (Pl. 1, fig. 1), émoussés, et ronds (Pl. 1, fig. 2)
- l'histoire sédimentaire des grains est masquée par une pellicule néoformée dont la nature secondaire a pu être mise en évidence par l'existence d'empreintes de cristaux de pyrite (Pl. 1, fig. 3 et 4) qui, dans le cas présent, ne peuvent être que néoformés
- la pellicule, assez épaisse (env. 5 μ m), formée par une multitude d'écailles siliceuses entassées les unes sur les autres (Pl. 1, fig. 5), recouvre l'ensemble du grain de quartz
- la surface externe des grains comporte, semble-t-il, de fortes irrégularités (Pl. 1, fig. 3) atténuées par la pellicule néoformée qui y est préférentiellement dissoute.

Ces observations soulignent l'importance des phénomènes diagénétiques affectant les grains de quartz.

3) LITHOFACIES

A l'intérieur de la formation, il a été distingué plusieurs lithofaciès en fonction des proportions relatives des deux faciès pétrographiques principaux, les grès et les pélites. Il s'agit (tableau 2) :

- de lithofaciès homolithiques arénacés (100 à 90% de grès)
- de lithofaciès hétérolithiques à dominante arénacée, mixtes, ou à dominante pélitique (90 à 10% de grès) : ce sont les alternances grés-pélitiques
- de lithofaciès homolithiques pélitiques (moins de 10% de grès).

Ces lithofaciès se succèdent dans la formation sans que l'on puisse saisir une loi de distribution très précise. Cependant le développement préférentiel de certains d'entre eux a conduit au découpage lithologique de la formation en trois membres dans une partie du Massif Armoricaïn.

B - STRUCTURES SEDIMENTAIRES

Un échantillonnage important a été réalisé afin de reconnaître les caractéristiques des structures sédimentaires de petite dimension et des traces fossiles. L'exploitation a été faite en trois étapes :

- sciage : généralement perpendiculaire aux surfaces de stratification (et en sections séries lorsque cela a été nécessaire)
- polissage à sec (à partir des techniques en usage chez les marbriers) par des disques abrasifs au Carborendum de granulométrie différente, montés sur une polisseuse
- cirage et/ou vernissage : en étendant une couche de "cire à marbre" sur les sections polies (ou de vernis lorsque la roche est poreuse).

1) TERMINOLOGIE.

La quasi-totalité des structures sédimentaires a été initialement décrite par des auteurs de langue anglaise, les termes anglo-saxons sont donc couramment employés dans le vocabulaire sédimentologique. Pour les figures sédimentaires habituelles, une terminologie française existe cependant (Lombard, 1956, 1972 ; Chambre syndicale, 1966 ; Lanteaume & al., 1967 ; Gall, 1971, 1976 ; ...). Pour les termes nouvellement décrits j'ai retenu les traductions proposées par Michel & Faibridge (1980) et Visser (1980) ou employé des néologismes. L'ensemble de ces termes est regroupé dans un lexique que l'on trouvera en annexe II.

Pour les corps sédimentaires, les classifications et nomenclatures utilisées varient suivant que le but poursuivi est seulement descriptif ou vise à une reconstitution hydrodynamique (Allen, 1968 ; Reineck & Singh, 1973, 1980 ; Boothroyd & Hubbard, 1974 ; Harms & al., 1975, 1982 ; Dalrymple & al., 1978 ; ...). Trois catégories sont habituellement distinguées : rides, mégarides et dunes. N. Lenôtre (1977) n'en reconnaît que deux : rides (d'oscillation et de courants) et dunes (longueur d'onde, λ , supérieure à 60 cm) rectilignes, linguiformes, en croissant ou rhomboïdales.

L'essentiel de la terminologie des corps sédimentaires utilisée dans ce travail (sauf cas particuliers) fait référence à J. C. Harms & al. (1982). Deux catégories dimensionnelles de rides ont été retenues :

- les rides ($\lambda < 60$ cm). L'action des vagues sur le sédiment se traduit entre autres par la formation de rides de vagues symétriques ou asymétriques. Ces rides se différencient des rides de courant par la forme des crêtes, les indices de rides et certaines caractéristiques du litage (cf. Boersma, 1970 ; de Raaf & al., 1977 ; Reineck & Singh, 1980)
- les "grandes rides" comprenant les dunes ($60 \text{ cm} < \lambda < 5 \text{ m}$) synonymes de mégarides et les hyperdunes, "sand waves" ($5 \text{ m} < \lambda < 100 \text{ m}$).

2) PALEOCOURANTS (Durand & Noblet, en préparation)

a) Nature des structures sédimentaires mesurées. - Les structures sédimentaires qui ont fait l'objet de mesures sont les rides (de courant, de vagues, chevauchantes et interférentes), les litages obliques tabulaires et arqués de grande et moyenne dimension, les figures linéaires (cannelures d'érosion, figures d'impact, cupules en croissant). Dans les rares cas de rhéotaxie, l'orientation des bilobites a été comparée à celle des figures de courant. Toutes ces structures ont été replacées (fig. 4) dans un système directionnel de référence (Potter & Petitjohn, 1977, p. 31, 91 et 92).

b) Orientation originelle des structures sédimentaires : méthodes de restitution. - Les paramètres utilisés sont (fig. 4) :

b : direction sédimentaire

a : direction ou sens de transport (perpendiculaire à b)

S_p : plan principal de dépôt (surface de stratification principale) correspondant à S_0 dans un état déformé

S_f : front d'accrétion (litage oblique) correspondant à S_0' dans un état déformé

S_p et S_f sont les plans sédimentaires de référence. Dans le cas de roches déformées tectoniquement, les paramètres S_0 et S_0' mesurés représentent des plans définis par leur direction et leur pendage. Ces plans sont, dans l'état déformé, les positions géométriques des structures sédimentaires originelles.

$S_0 \longleftrightarrow S_p$; $S_0' \longleftrightarrow S_f = S_0'i$ (initial)

← transformation géométrique par plissement concentrique cylindrique, → restauration tectonique.

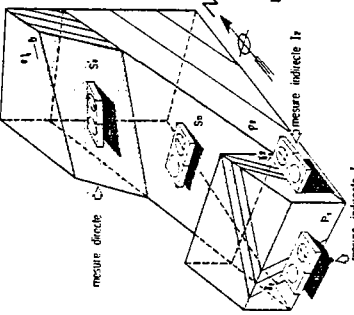
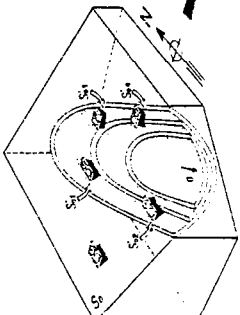
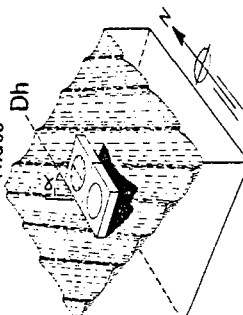
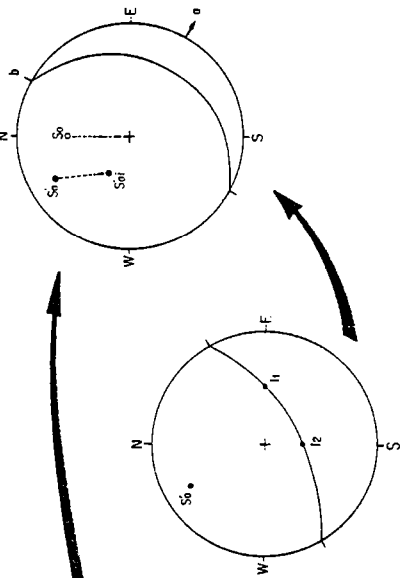
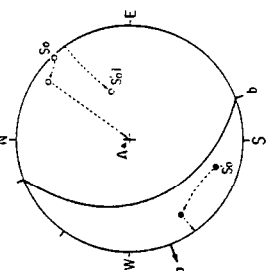
Mesures	Cas d'un pli à axe horizontal ou subhorizontal	Cas d'un pli à axe incliné
Litages obliques tabulaires  mesure directe C_1 mesure indirecte I_1 Litages obliques arqués (auges)  Rides 	 $b = Dh \pm \alpha$ $a = b \pm 90^\circ$	exemple d'Herquemoulin (Cotentin)  A : axe du pli La remise à l'horizontale de l'axe du pli est valable pour tous les types de mesures b : direction sédimentaire a : sens de transport γ_1 : angle entre la trace du litage oblique visible sur un plan P1 subvertical et l'horizontale de ce plan. γ_2 : angle entre la trace du litage oblique et l'horizontale du plan P2. Ce plan étant subvertical et perpendiculaire à P1. So : surface de stratification principale mesurée, représentée par sa trace cyclographique et/ou par son pôle. S₀ : plan du litage oblique mesuré, représenté par sa trace cyclographique et/ou par son pôle. S_{0i} : plan du litage oblique initial (corrigé), représenté par sa trace cyclographique et/ou par son pôle. α : angle entre la direction d'une crête (b) et la direction de l'horizontale du plan So : Dh. Canevas de Schmidt : hémisphère inférieure

Tableau 3. - Méthodes utilisées pour la restitution des sens de transport ou des directions sédimentaires d'origine (Durand & Noblet, en préparation).

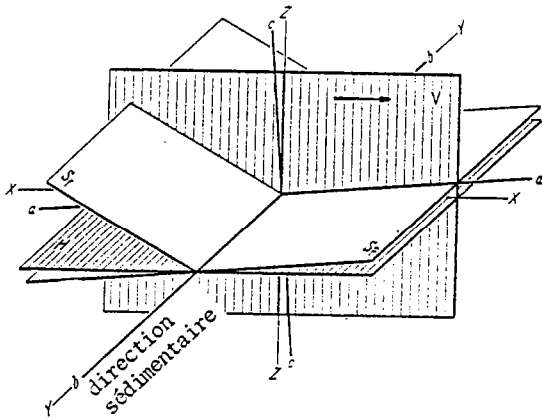


Fig. 4. - Système de référence utilisé pour les structures directionnelles. D'après Potter et Petitjohn (1977).

La restauration tectonique n'est possible que dans le cas d'un plissement concentrique cylindrique n'affectant pas la structure interne des strates, comme c'est le cas pour la Formation du Grès armoricain. En Bretagne Centrale et occidentale ainsi qu'en Normandie, la structure du Paléozoïque est, en effet, héritée de déformations varisques se manifestant par des plis de grande longueur d'onde (kilométrique) et de faible amplitude (cf. Audren & al., 1974 ; Le Corre, 1978 ; Darboux & Plusquellec, 1981).

La méthode de restitution employée est la suivante (tableau 3) :

- litages obliques tabulaires ou arqués dans le cas d'un pli à axe horizontal ou subhorizontal (colonne 1), la position spatiale originelle des litages obliques peut être retrouvée par une simple remise à l'horizontale de la surface basale de stratification notée S_0 .

La restitution se réalise en deux temps dans le cas d'un axe incliné (colonne 2). Il faut premièrement rétablir l'axe du pli à l'horizontale, ce qui entraîne une rotation sur les petits cercles du diagramme de Schmidt des pôles S_0 (surface de stratification principale mesurée) et S_0' (litage oblique mesuré). Dans un deuxième temps, la remise à l'horizontale du plan S_0 peut être effectuée : la translation du pôle S_0 vers le centre du diagramme entraîne une rotation du ou des pôle(s) S_0' sur les petits cercles.

- rides (tableau 3 : pour un axe de pli non incliné (colonne 1), la direction sédimentaire (b) et le sens de transport (a) sont directement mesurables sur le terrain. Le paramètre α représente l'angle entre la direction d'une crête (b) et la direction de l'horizontale du plan S_0 (direction structurale mesurée à la boussole). Cette mesure directe sur le terrain est possible parce que la valeur de l'angle α est fixe quelle que soit la position spatiale du plan obtenue par rotation autour de l'horizontale. La valeur en degrés de la direction structurale du plan S_0 servant de référence, il suffit de lui ajouter ou de lui retrancher, suivant les cas, la valeur en degrés de l'angle α pour obtenir la direction sédimentaire b dans le plan S_0 . La direction de transport est perpendiculaire à b , le sens de transport est déterminable en fonction de différents critères (sens de déversement du litage, asymétrie des profils...).

Cette méthode est envisageable pour toutes les figures sédimentaires linéaires représentant soit des directions sédimentaires (b : crêtes de rides), soit des directions ou sens de transport (a : axe de chenaux, rides linguoïdes, cannelures d'érosion, figures d'impact, cupules en croissant, ...).

Dans le cas d'un axe incliné, une démarche identique peut être appliquée, après avoir replacé l'axe du pli à l'horizontale.

C - RECONSTITUTION DES PALEOMILIEUX ET DES CONDITIONS DE DEPOT

Les concepts fondamentaux sur la mise en place des dépôts sédimentaires ont beaucoup évolué ces dernières années. Des travaux récents (voir par exemple R. H. Dott & C. W. Byers, 1980 ; R. H. Dott, 1983) ont confirmé que les dépôts ne résultaient pas en général de processus continus uniformes ou à modification progressive. En effet, il est maintenant reconnu que des

événements instantanés à l'échelle des temps géologiques tels que tempêtes, inondations, sont à l'origine d'une part importante des dépôts anciens de plateforme (cf. Einsele & Seilacher, 1982). La grande importance volumétrique de ces dépôts exceptionnels - rares - catastrophiques - cycliques est paradoxalement opposée à leur faible fréquence, mais ceci s'explique par leur fort potentiel de fossilisation. En dehors de ces événements, s'enregistre également mais plus difficilement, la sédimentation permanente - continue - normale - journalière.

Dans les différents lithofaciès du Grès armoricain, j'ai cherché à mettre en évidence les caractéristiques ichnologiques et sédimentologiques propres à ces deux types de sédimentation et à étudier leurs relations. Les termes employés jusqu'à présent pour les qualifier ne m'ont pas paru parfaitement adaptés ; aussi ai-je préféré utiliser :

- sédimentation épisodique (R. H. Dott, 1983) pour la sédimentation résultant de phénomènes sporadiques, ponctuels et instantanés à l'échelle des temps géologiques
 - sédimentation chronique pour la sédimentation due à des processus à évolution lente et prolongée. L'apparente irrégularité de ces dépôts résulte de leur faible potentiel de préservation.
- La terminologie relative aux paléomilieus est extraite de la "Typologie critique" proposée par la R.C.P. n° 641 du C.N.R.S. (David & al., 1983).

Les traces fossiles reflètent l'adaptation des organismes aux conditions spécifiques du paléomilieu. Des associations particulières de traces fossiles tendent à être spécifiques de régimes donnés qui se répètent à la fois dans le temps et dans l'espace. De telles associa-

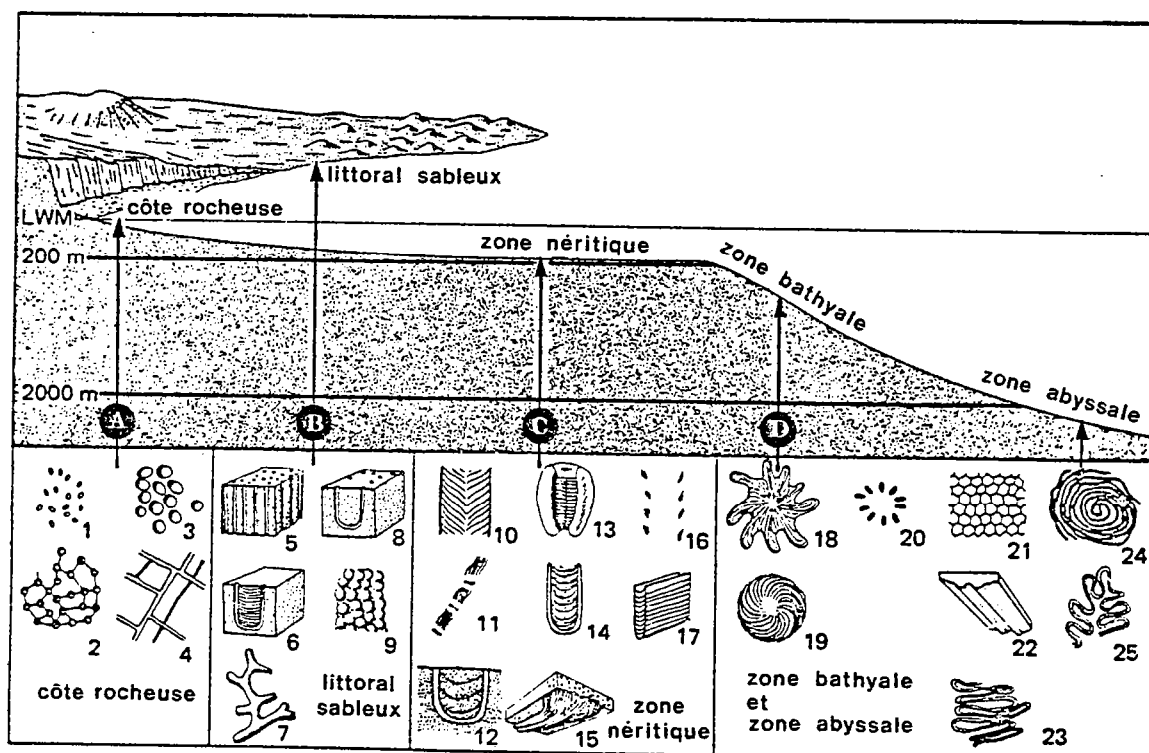


Fig. 5. - Localisation des ichnofaciès les plus courants. L'échelle n'est pas respectée.

A. - Trypanites-faciès : 1, perforations de *Polydora* (polychète) ; 2, *Entobia*, perforations d'éponges ; 3, perforations d'échinodermes ; 4, perforations d'algues.

B. - Skolithos-faciès : 5, *Skolithos* ; 6, *Diplocraterion* ; 7, *Thalassinoides* ; 8, *Arenicolites* ; 9, *Ophiomorpha*

C. - Cruziana-faciès : 10, *Cruziana* ; 11, *Dimorphichnus* ; 12, *Corophioides* ; 13, *Rusophycus* ; 14, *Rhizocorallium* ; 15, *Phycodes* ; 16, *Diplichnites* ; 17, *Teichichnus*

D. - Zoophycos et Nereites-faciès : 18, *Zoophycos* ; 19, *Spirophyton* ; 20, *Lorenzinia* ; 21, *Pa-leodictyon* ; 22, *Taphrelminthopsis* ; 23, *Helminthoida* ; 24, *Spirorhaphe* ; 25, *Cosmorhaphe*.

Diagramme synoptique de CRIMES (1975) adapté par FREY & SEILACHER (1980).

tions caractérisant des faciès (fig. 5) (cf. Seilacher, 1967a ; Crimes, 1975 ; Frey & Seilacher, 1980 ; ...) existent dans la formation du Grès armoricain : ichnofaciès à *Skolithos* - *Diplocraterion*, ichnofaciès à *Cruziana* - *Monocraterion* - *Daedalus labechei* (Durand, 1984). De plus, les caractéristiques (morphologie, structure) des traces permettent de définir certains comportements des organismes vivant dans le paléomilieu et ajoutent à sa compréhension. Elles complètent et parfois précisent les informations fournies par l'étude des structures sédimentaires d'origine physique (cf. D.E.A., Durand, 1981). Aussi, la reconstitution de l'environnement sédimentaire du Grès armoricain a-t-elle été établie par la confrontation de ces données complémentaires.

III- LES COUPES ETUDIEES

Un grand nombre d'affleurements a été prospecté sur l'ensemble du Massif armoricain. Les coupes ayant fait l'objet d'un levé détaillé ont été choisies pour :

- leur position géographique, dans le souci d'une information régulièrement répartie
- la qualité des informations susceptibles d'être recueillies
- l'épaisseur de sédiments exposés par rapport à l'épaisseur totale estimée
- l'absence de déformation importante.

A - PRESQU'ILE DE CROZON

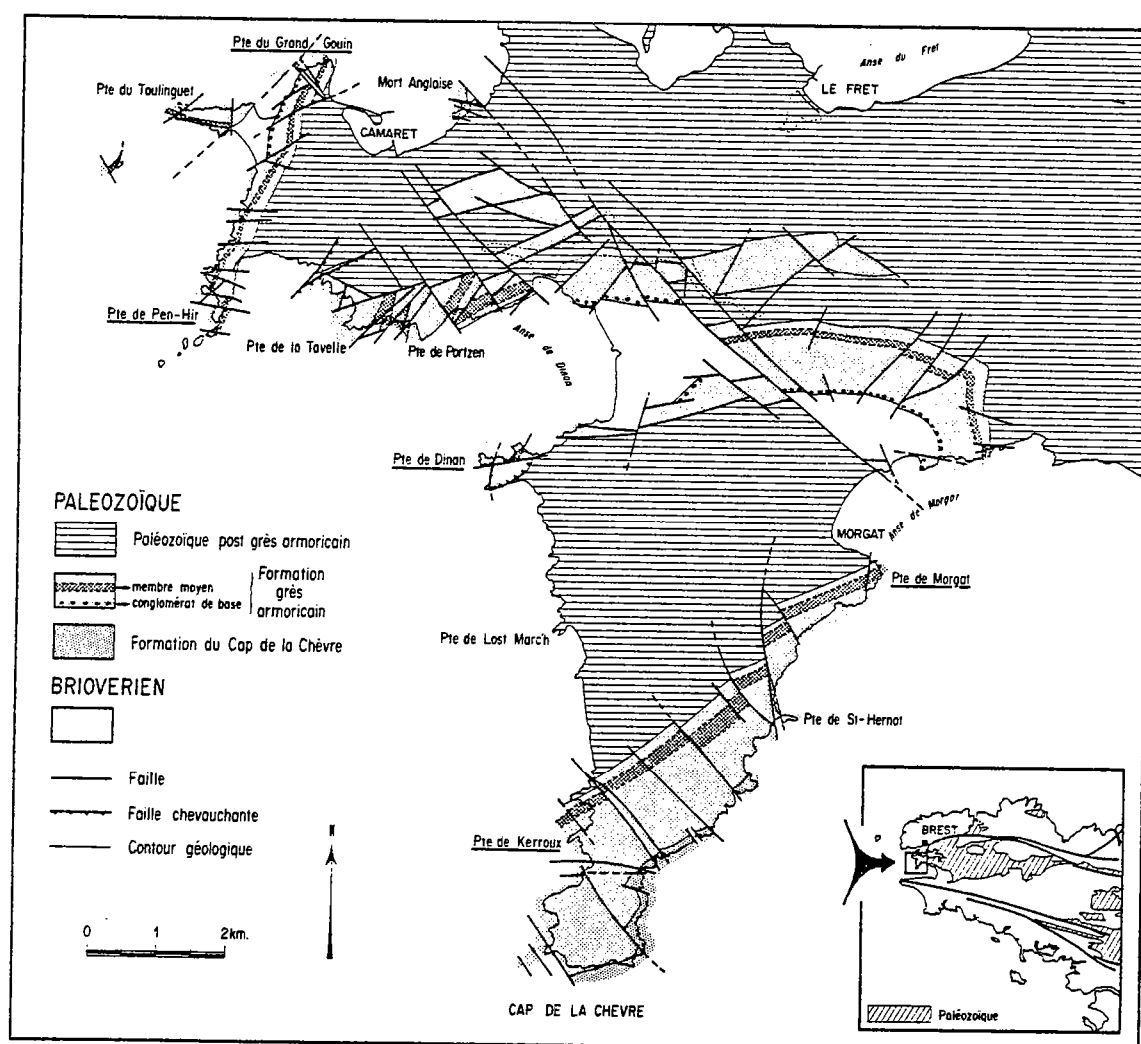


Fig. 6. - Le Grès armoricain dans la Presqu'île de Crozon (d'après les cartes géologiques au 1/50.000e de Brest et de Douarnenez ; Chauris, Plusquellec & coll., 1975, 1980).

Quatre coupes ont été préférées à d'autres affleurements de la presqu'île (La Tavelle, Portzen, Mort-Anglaise, ...) en raison de leur localisation aux extrémités de deux unités structurales reconnues et continues :

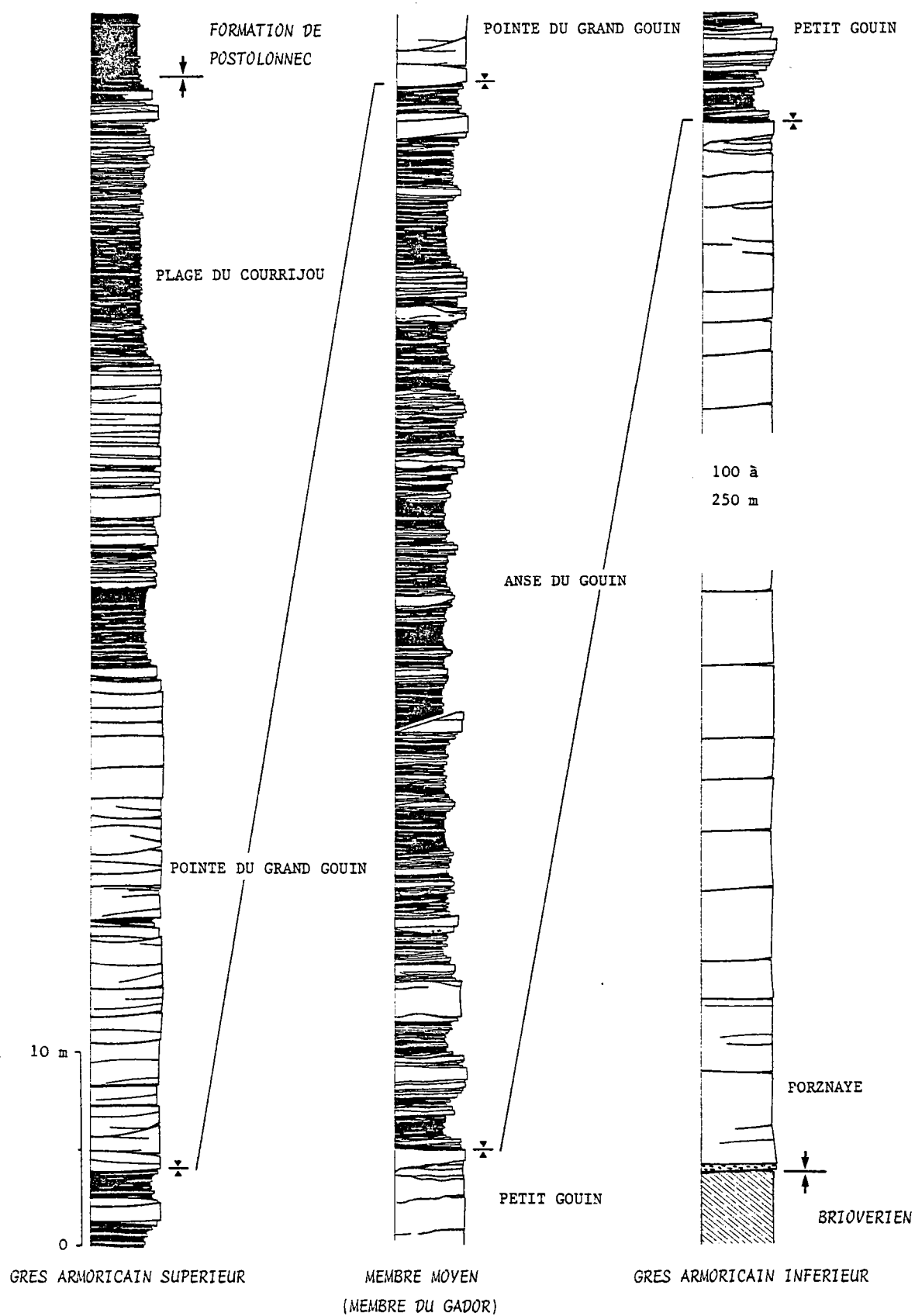


Fig. 7. - La Formation du Grès armoricain entre Porznaye et la plage du Courrijou

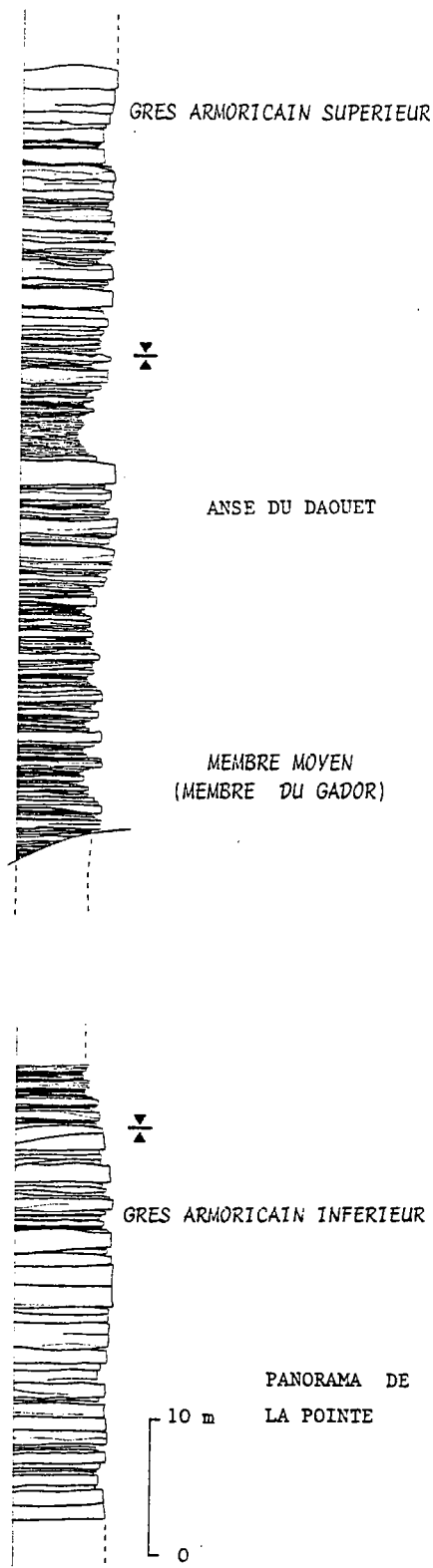


Fig. 8. - La Formation du Grès armoricain à la Pointe de Pen-Hir

- l'anticlinal du Toulinguet (plongement axial 10°) pour les affleurements septentrionaux (pointe du Grand Gouin et pointe de Pen-Hir)
 - le flanc sud du synclinal de Tromel pour les affleurements méridionaux (pointe de Kerroux et pointe de Morgat). La pointe de Dinan a été également retenue en raison de sa richesse en traces fossiles.

1) LES AFFLEUREMENTS SEPTENTRIONAUX.

Dans l'anse de Porznaye, le Grès armoricain est au contact du Briovérien par l'intermédiaire d'un conglomérat peu épais (30 cm). De nombreux décrochements et des filons de diabase interdisent un levé continu et une étude suivie du Membre inférieur.

a) La pointe du Grand Gouin (fig. 7). - C'est probablement l'une des meilleures coupes du Grès armoricain en Bretagne, ce qui explique qu'elle ait fait l'objet de plusieurs travaux : C. T. Baldwin (1976), Y. Plusquellec (1979, p. 114), F. Guillocheau (1982a). La surface à rides de la plage du Courrijou figurée par J. D. Bradshaw, 1963 et par C. Babin & Y. Plusquellec (1969) a été reprise par C. Babin & J. R. Darboux (1977, p. 127), D. E. B. Bates & J. F. Kirkaldy (1976, fig. 23 et p. 174) et J. R. Allen (1982, 30 B, p. 161, fig. 4.19.d) ; sa signification sédimentologique sera rediscutée plus loin dans ce travail. A la barre gréseuse du Petit Gouin terminant le Membre inférieur succède une indentation correspondant au Membre moyen (anse du Gouin). La coupe se poursuit dans les falaises limitant la plage du Courrijou vers l'Ouest. On y observe l'ensemble du Membre supérieur et la partie inférieure de la Formation de Postolonnec.

b) La pointe de Pen-Hir (fig. 8). - L'Ordovicien de Pen-Hir a été étudié par M. Morfaux (1964). Comme partout ailleurs, de nombreuses failles s'opposent à des levés continus mais le sommet du Grès armoricain inférieur, le Membre moyen et une partie du Grès armoricain supérieur sont bien exposés. Les lithofaciès du Membre moyen y sont, par exception hétérolithiques à dominante arénacée. La limite entre le Membre moyen et le Membre supérieur est plus délicate à fixer que dans l'anse du Grand Gouin.

2) LES AFFLEUREMENTS MERIDIONAUX.

La côte Ouest des falaises du Cap de la Chèvre jusqu'à la pointe de Kerroux offre de bons affleurements, facilement accessibles. Quelques sites ponctuels de la côte Est (Pointe du Kador et grotte Sainte-Marine à Morgat,

Pointe de Saint-Hernot) permettent de compléter les observations précédentes.

a) La pointe de Kerroux (fig. 9 et 10)

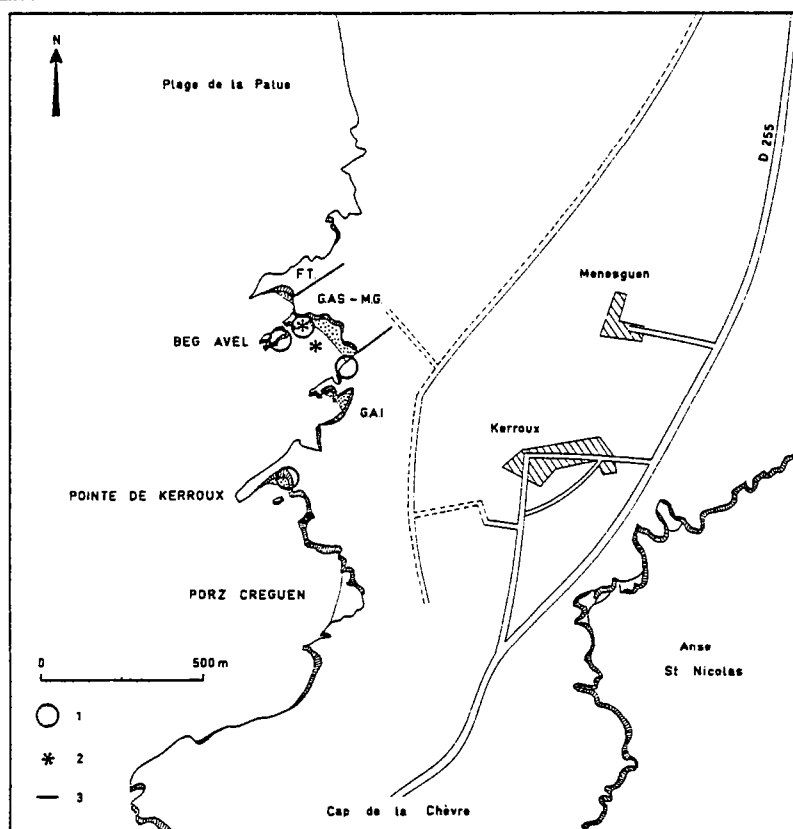


Fig. 9. - Localisation des affleurements étudiés en détail sur la côte ouest du Cap de la Chèvre (Presqu'île de Crozon).

1 = coupes ayant fait l'objet d'un lever détaillé ; 2 = accumulations de rutile et zircon (d'après Faure, 1978) ; 3 = limites de membre ou de formation ; G. A. I. = Grès armoricain inférieur ; M. G. = Membre du Gador ; G. A. S. = Grès armoricain supérieur ; F. T. = Formation de Postolonnec.

Plusieurs petites pointes constituent en fait cet affleurement étendu. Le Grès armoricain inférieur a été étudié à partir de Porz Creguen. Des failles et des intrusions filoniennes découpent ce membre en une série de compartiments difficilement raccordables. Les éboulis de falaise m'ont livré de très bons échantillons pour les études ichnologiques. La pointe de Kerroux proprement dite a fait l'objet d'un lever détaillé mettant en évidence la présence de lithofaciès hétérolithiques riches en traces fossiles qui se retrouvent dans la dernière barre quartzitique du Grès armoricain inférieur. Au Membre moyen correspond une large dépression dans la morphologie côtière ; la partie sud de l'anse coïncide avec la limite entre le Membre inférieur et le Membre moyen. Ce dernier comprend encore de très nombreuses barres quartzitiques qui pointent sur le platier. La partie supérieure du Grès armoricain et le passage à la Formation de Postolonnec se situent dans une anse plus petite au Nord de Beg Avel. Trois niveaux minéralisés en rutile et zircon ont été décelés par P. P. Faure (1978, p. 149) dans les masses gréseuses des membres supérieur et moyen ; l'un d'entre eux est contenu dans le lithofaciès homolithique gréseux de Beg Avel à partir duquel j'ai défini l'un des faciès sédimentologiques du Grès armoricain (cha. VI). Les grès minéralisés en fer (sidérite et hématite) de la partie sommitale ont été étudiés par Ph. Joseph (1982, p. 245) qui a aussi proposé un découpage séquentiel des faciès supérieurs.

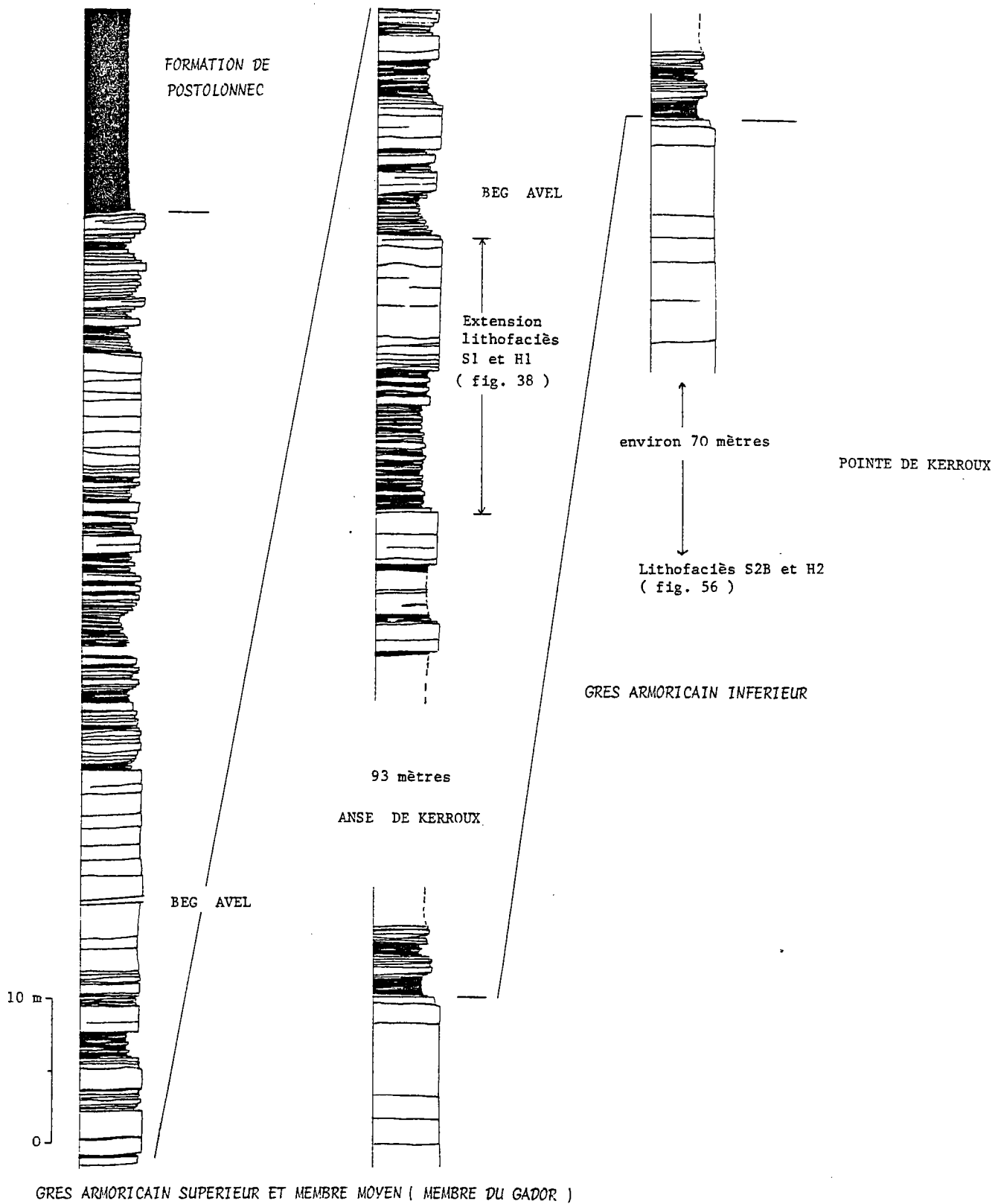


Fig. 10. - La Formation du Grès armoricain à la pointe de Kerroux.

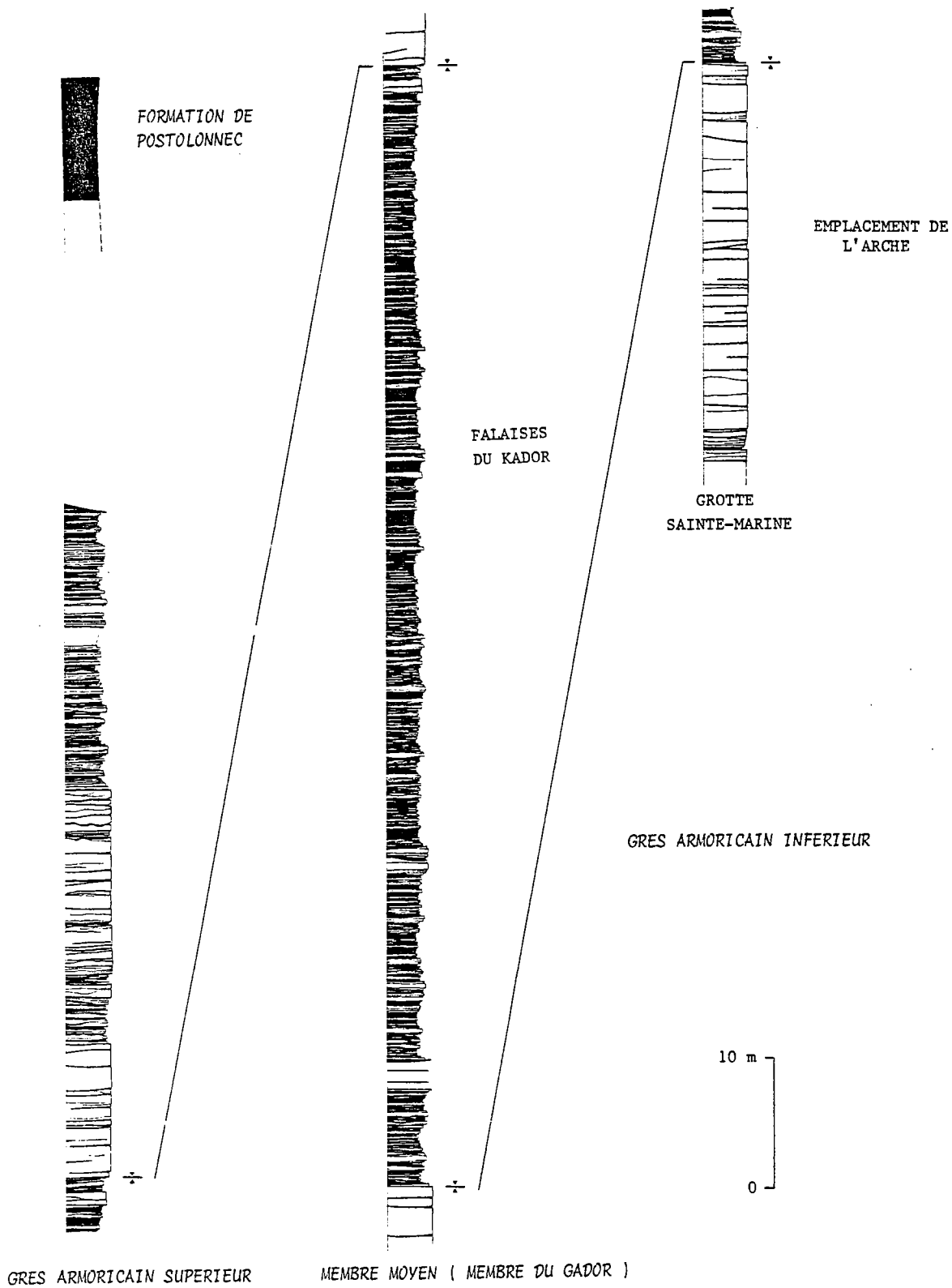


Fig. 11. - La Formation du Grès armoricain à la pointe de Morgat.

b) La pointe de Morgat (fig. 11). - La coupe levée débute au sommet du Grès armoricain inférieur à l'entrée de la grotte Sainte-Marine. La limite avec le Membre moyen (ici Membre du Gador) est aussi nette qu'à Kerroux. Quelques failles mineures et un sill de microgranite perturbent par endroit la succession des lithofaciès hétérolithiques à dominante pélitique. Vers l'extrémité de la coupe (partie la plus proche du môle de Morgat), des barres gréseuses épaisses interrompent localement la sédimentation hétérolithique. La limite entre le Membre du Gador et le Grès armoricain supérieur a été placée par P. P. Faure (1978, p. 171 et fig. 39) sous la première barre. La partie supérieure du Grès armoricain et le contact faillé avec la Formation de Postolonnec, représentés par M. Mélou (1979, p. 111) sont maintenant masqués en grande partie par le couvert végétal.

c) La pointe de Dinan. - La pointe est armée par une écaille de Grès armoricain. Les bancs réguliers de quartzite, pluridécimétriques à métriques, donnent au "Château de Dinan" une structure en escalier très caractéristique. Sur la partie Sud de la pointe, à Porz Koubou, des passées hétérolithiques riches en traces fossiles s'insèrent entre les masses épaisses de lithofaciès homolithiques à *Skolithos*. Malgré une parfaite similitude de faciès avec la pointe de Kerroux il est difficile d'affirmer de manière irréfutable qu'il s'agit de Grès armoricain inférieur, d'autant que la base de la Formation de Postolonnec a été reconnue immédiatement au Sud.

3) DIFFERENCES D'ÉPAISSEURS.

	CROZON NORD				CROZON SUD			
	G. A. S.	M. G.	G. A. I.	Ep. tot.	G. A. S.	M. G.	G. A. I.	Ep. tot.
Chauvel & Le Corre (1971, fig. 3)		env. 45 m			Kx = env. 140 m Ka = env. 125 m	Kx = env. 60 m Ka = env. 95 m		
Chauris & Plusquellec (1975, p. 14)	80 à 100 m	50 à 120 m	200 à 350 m					
Chauris & Plusquellec (1979, p. 11)					120 à 150 m	50 à 100 m	360 m	
Babin & al. (1976a, p. 11 et 12)	40 à 50 m	50 à 100 m	150 m		150 m	50 à 100 m	700 à 900 m	
Babin & al. (1976b, p. 9)								600 à 700 m
Baldwin (1976, fig. 37)	env. 46 m	env. 40 m	env. 330 m	env. 415 m				
Lardeux & al. (1977, p. 187)				100 m				1000 m
Faure (1978, A1 - 17 et 18) (reprend Babin & al. 1976a)	40 à 50 m	50 à 100 m	150 m		150 m	50 à 100 m	700 à 900 m	
Melou (1979, p. 111)					env. 132 m			
Plusquellec (1979, p. 113)	env. 55 m	env. 50 m	env. 140 m	env. 245 m				
Noblet (1981, p. 9 et 10)	50 à 70 m	50 m	200 à 400 m		Ka = 90 m	Ka = 70 m	900 m	1050 m
Joseph (1982)	40 m (p. 45)		150 m (p. 45)	100 m (p. 252)	150 m (p. 45)		900 m (p. 45)	>900 m (p. 252)

Tableau 4. - Principales estimations de l'épaisseur du Grès armoricain dans la presqu'île de Crozon.

Env. = environ (puissance calculée à partir de colonnes lithologiques) ; Kx = pointe de Kerroux ; Ka = Kador, pointe de Morgat.

Les estimations des différences d'épaisseur entre le Nord et le Sud de la presqu'île varient fortement suivant les auteurs (tableau 4).

Pour l'épaisseur totale du Grès armoricain la fourchette des valeurs extrêmes est de 100 à 450 m pour Crozon Nord et de 600 à 1050 m pour Crozon Sud. Suivant les estimations utilisées, la différence de subsidence entre Crozon Nord et Crozon Sud peut alors évidemment apparaître plus ou moins importante.

Pour les mesures de puissance, j'ai regroupé les Membres supérieur et moyen car si le toit du Grès armoricain inférieur est bien apparent dans toute la presqu'île, le sommet du Membre moyen est dans certains cas (Pen-Hir, Kerroux), difficile à définir et cette imprécision risque d'introduire des erreurs de puissance.

Au Gouin, l'épaisseur des deux membres atteint 110 m (56,5 m pour le Membre supérieur et 53,5 m pour le Membre moyen). Ces chiffres s'accordent avec les mesures de Y. Plusquellec (1979) (environ 55 m et 50 m) et de F. Guillocheau (55 m pour le Grès armoricain supérieur, communication personnelle).

A Morgat, le même ensemble avoisine 214 m : 84 m jusqu'à la base de la première barre gréseuse et 130 m au-dessus (132 m sur la coupe de Melou, 1979, p. 111).

A Kerroux, 95 m ont été mesurés à partir du Membre inférieur en estran, puis 112 m levés jusqu'à la Formation de Postolonnec, soit près de 210 m pour les deux membres confondus (environ 200 m pour Chauvel & Le Corre, 1971).

L'intense tectonisation du Membre inférieur aussi bien au Sud qu'au Nord de la presqu'île rend les mesures incertaines. Des estimations de son épaisseur peuvent être obtenues par mesures cartographiques à la Pointe du Gouin (150-290 m pour un pendage moyen de 50° d'après la feuille au 1/50.000e de Brest) et au Cap de la Chèvre (de 600 à 850 m pour un pendage moyen de 50° d'après la feuille au 1/50.000e de Douarnenez). Ces estimations correspondent toutefois à un large maximum puisqu'elles ne tiennent pas compte des failles, des variations de pendage, des redoublements ou des intrusions filoniennes dont J. D. Brashaw (1963) évalue l'épaisseur à 300 m uniquement pour la côte Ouest du Cap de la Chèvre.

Les estimations des auteurs précédents pour le Grès armoricain inférieur (cf. tableau 4) oscillent entre 140 et 330 m pour la pointe du Gouin, et entre 360 et 900 m pour Crozon Sud. Les fourchettes les plus vraisemblables semblent être de 150 à 300 m au Gouin et de 400 à 600 m au Cap de la Chèvre.

En résumé, la puissance totale du Grès armoricain se situe entre 250 et 400 m au Nord de la presqu'île de Crozon, et entre 600 et 800 m au Sud, c'est-à-dire une différence d'épaisseur notable mais beaucoup moins significative que celle parfois indiquée antérieurement.

B - PARTIE ORIENTALE DU SYNCLINORIUM MEDIAN

Camp-Français. - Parmi les différents affleurements visités (Vitré, Montflours, Saint-Aubin-du-Cormier, ...), les carrières de Camp-Français près Saint-Jean-sur-Mayenne sur le flanc nord du Synclinorium de Laval, réunissent les meilleures conditions d'étude. Une localisation détaillée est figurée par F. Paris (1981, p. 16-17) qui y a relevé la succession lithologique et étudié la microfaune. La formation débute par un mince niveau conglomératique (quelques centimètres) reposant sur du matériel qui pourrait représenter des dépôts anté-Arenig et post-Briovérien (Paris, 1981, p. 17). Le découpage classique en trois membres ne peut être reconnu ici bien que l'ensemble comporte par endroits des lithofaciès hétérolithiques à dominante pélitique relativement épais.

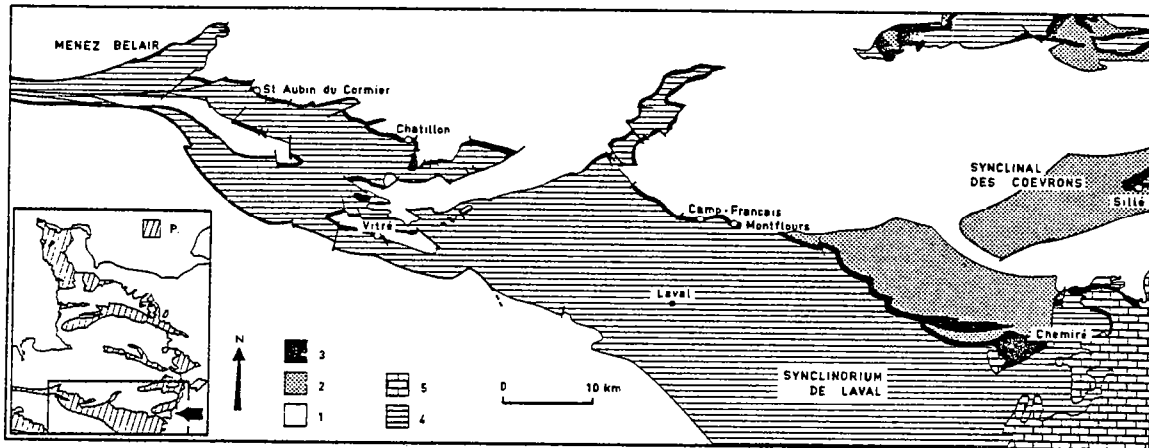


Fig. 12. - Principaux affleurements de Grès armoricain dans la partie orientale du Massif armoricain.

1 = socle cadomien ; 2 = Paléozoïque antérieur au Grès armoricain ; 3 = Grès armoricain ; 4 = Paléozoïque postérieur au Grès armoricain ; 5 = post-Paléozoïque ; P = Paléozoïque.

C - LES SYNCLINAUX DU SUD DE RENNES ET LE NORD DU SYNCLINORIUM D'ANGERS

1) LES SYNCLINAUX DU SUD DE RENNES

La vallée de la Vilaine entaille au Sud de Rennes les diverses unités structurales du Synclinorium de la Vilaine, avec du Nord au Sud (Kerforne, 1919 ; Le Corre, 1978) :

- 1'unité subtabulaire de Paimpont-Guichen
- 1'unité synclinale de Martigné-Ferchaud

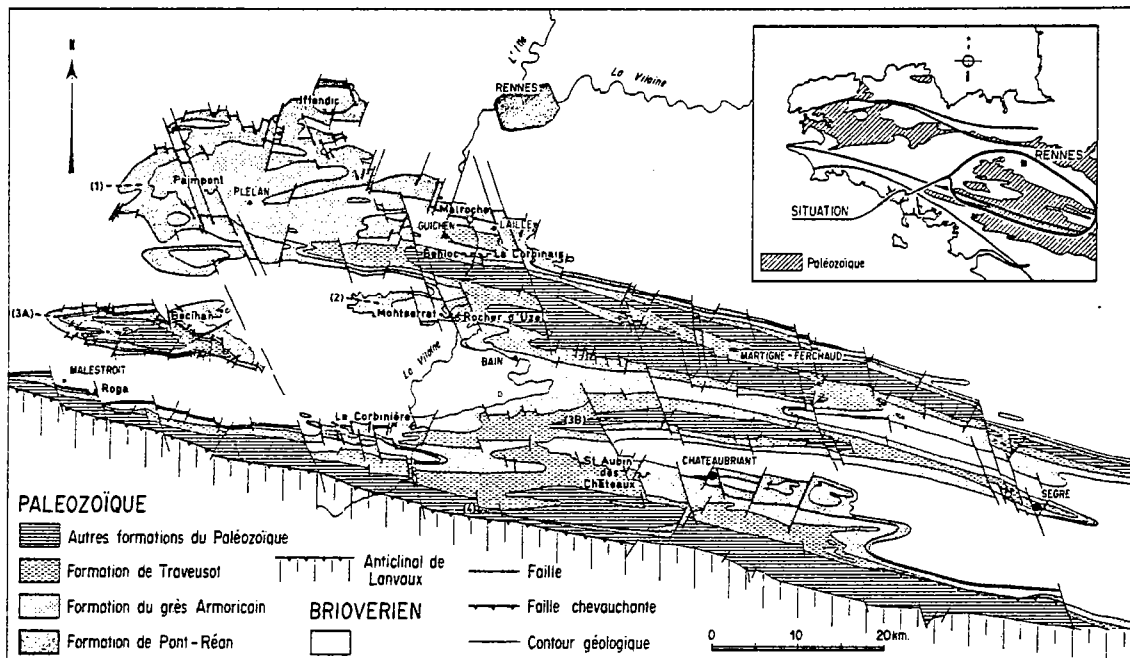


Fig. 13. - Localisation des principaux affleurements de Grès armoricain dans les synclinaux du Sud de Rennes.

(1) = Unité de Paimpont-Guichen ; (2) = Unité de Martigné-Ferchaud ; (3A) = Unité de Réminiac ; (3B) = Unité de Segré ; (4) = Unité de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers, modifié d'après C. Le Corre, 1978.

- l'anticlinal d'Araise
- les unités synclinales de Réminiac et de Segré
- l'anticlinal de Châteaubriant
- l'unité synclinale de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers

Cette unité est limitée au Sud par la branche Nord de la Zone Broyée Sud Armoricaire (cf. cadre géodynamique).

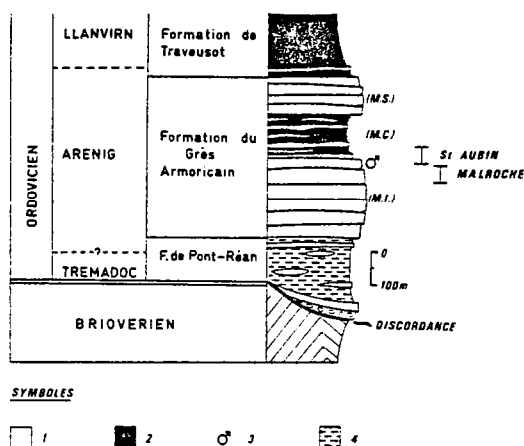


Fig. 14. - Colonne synthétique de l'Ordovicien inférieur dans les synclinaux du Sud de Rennes et extension des coupes détaillées.
1 = lithofaciès à dominante gréseuse ; 2 = lithofaciès à dominante pélitique ; 3 = minéral de fer ; 4 = pélites rouges (modifié d'après C. Le Corre, 1978).

Le Grès armoricain est particulièrement épais dans ces ondulations tectoniques régulières orientées N 100° : 250 m pour le membre inférieur, 115 m pour le membre moyen, et 120 m pour le membre supérieur (in Chauvel, 1974). Mais des réductions d'épaisseur peuvent intervenir localement, particulièrement dans l'ellipse de Réminiac (150 à 200 m, cf. Quété, 1975) et dans le secteur Est du Synclinorium de la Vilaine (pas plus de 300 m, cf. Le Corre, 1978, p. 71). Quatre couches de minéral de fer désignées ordinairement par les lettres A, B, C, D sont interstratifiées dans le Grès armoricain inférieur (cf. Chauvel, 1971, 1974). Parmi les nombreux affleurements de la région (Iffendic, Paimpont, Malroche, Benioc, La Corbinais, Montserrat, La Corbinière, Roga, Saint-Aubin-des-Châteaux, ...), aucun ne fournit une coupe complète de la formation. Quatre d'entre eux ont été partiellement levés.

a) Malroche. - La carrière, récemment abandonnée, se trouve au Sud-Est de Pont-Réan près du Moulin du Boël. Le chemin d'accès traverse la Formation rouge de Pont-Réan. Le front de taille principal, ouvert uniquement dans le Grès armoricain inférieur, se termine au Sud par une zone pélitique surmontée par environ 8 mètres de minéral de fer. Le Membre moyen (ici Membre de Congrier) et le Grès armoricain supérieur affleurent de manière discontinue plus au Sud. Les couches sont orientées N 100° avec un pendage sud de l'ordre de 30° à 40°. Les puissances calculées (Peucat, 1970) sont de 210 m pour le Grès armoricain supérieur et le Membre de Congrier, de 425 m pour le Grès armoricain inférieur, ce qui pour ce dernier est beaucoup plus que la moyenne habituellement admise pour les synclinaux du Sud de Rennes.

Une surface montrant de très belles figures sédimentaires (brioches en cours d'individualisation) a pu être dégagée sur le bord nord. Il faut souligner l'abondance de *Daedalus halli* dans l'ensemble du gisement. Seule la partie sud comprenant la zone pélitique sous le minéral de fer a été levée en détail.

b) Bénio. - Les niveaux conglomératiques phosphatés à galets de spilite, localisés au contact entre les Formations du Grès armoricain et de Traveusot, ont fait l'objet d'un travail récent (Chauvel & Durand, 1983) qui fournit la situation et le plan détaillé des anciennes exploitations ainsi qu'une description des lithofaciès sommitaux du Grès armoricain supérieur.

c) Saint-Aubin-des-Châteaux. - Dans la carrière du Bois de la Roche à la sortie de Saint-Aubin-des-Châteaux (déjà en partie levée par Ph. Joseph, 1982) sont exposés deux fronts de taille

recoupant la limite entre le Grès armoricain inférieur et le Membre de Congrier. La dernière couche de minerai de fer apparaît à 9 m au-dessous du toit du Membre inférieur. Des barres gréseuses plus ou moins épaisses, du même type que celles de Morgat et de Kerroux, s'insèrent dans les lithofaciès hétérolitiques à dominante pélitique du Membre moyen. L'évolution des fronts de taille au cours de l'exploitation m'a permis de recueillir, en plusieurs fois, divers éléments donnant une certaine importance à ce gisement.

d) La Corbinière. - L'étude géologique détaillée de la région a été effectuée par J. J. Chauvel (1958). Le Grès armoricain affleure le long de la tranchée de chemin de fer Rennes - Redon et sur les bords de la Vilaine qui coule sur le Membre de Congrier et sur la base du Grès armoricain supérieur. Une coupe a été levée à l'Est du viaduc sur la rive gauche de la Vilaine au contact entre ces deux unités. Le Membre moyen y livre un lithofaciès homolithique pélitique inhabituel dans le contexte des synclinaux du Sud de Rennes et qui a été retrouvé par J. Plaine sur l'ensemble de la feuille de Pipriac (levés en cours).

2) LE NORD DU SYNCLINORIUM D'ANGERS.

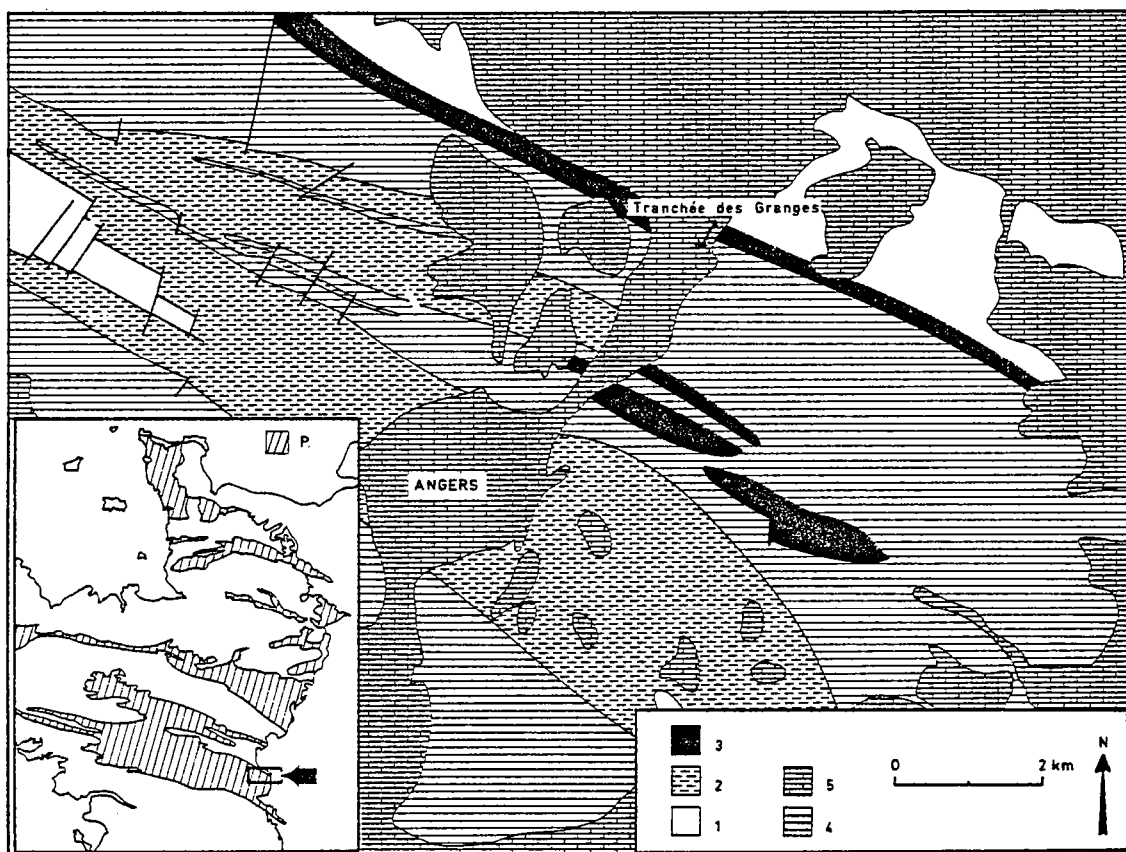


Fig. 15. - Le Grès armoricain dans le synclinorium d'Angers.
1 = Socle cadomien ; 2 = Complexe des Schistes et arkoses de Bains ; 3 = Grès armoricain ; 4 = Paléozoïque post-Grès armoricain ; 5 = post-Paléozoïque ; P = Paléozoïque. D'après Cavet & al., 1976.

Immédiatement au Nord d'Angers, les sédiments du Paléozoïque inférieur affleurent dans la célèbre tranchée des Granges connue depuis H. Hermitte (1878). Une représentation schématique et la localisation précise peuvent être trouvée dans R. Brossé (1976). La succession depuis le

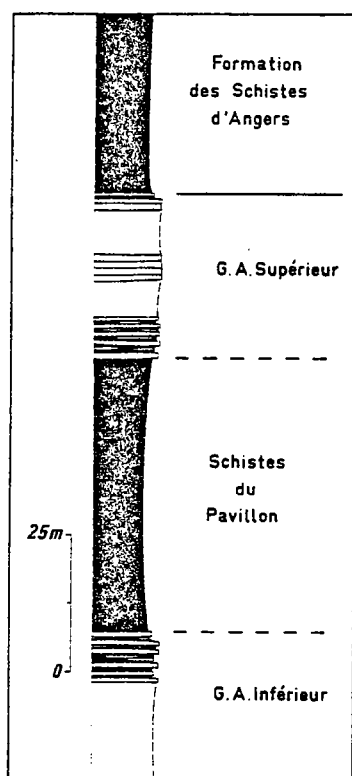


Fig. 16. - Colonne lithologique du Grès armoricain à la Tranchée des Granges (Angers).

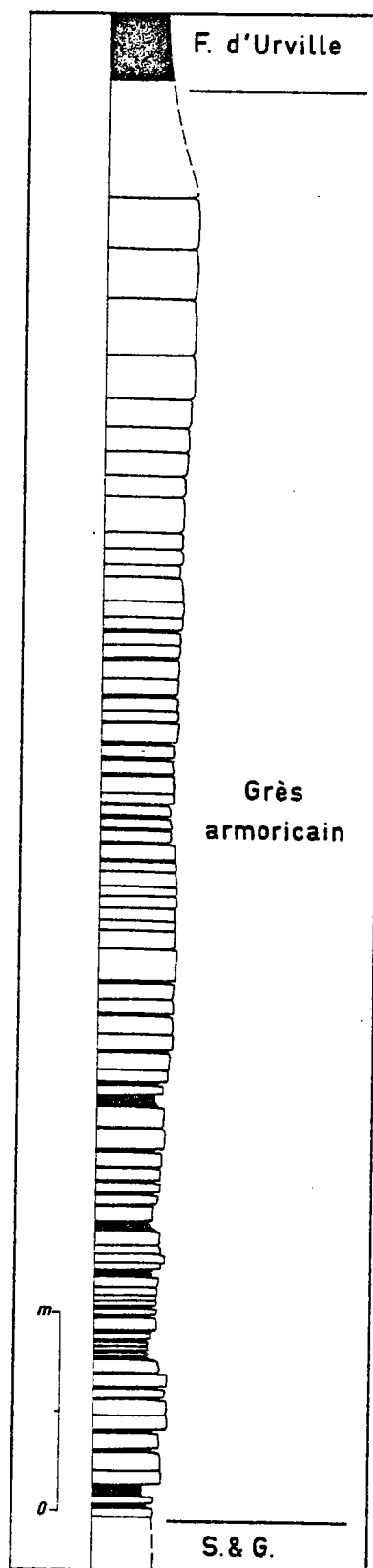


Fig. 17. - Colonne lithologique du Grès armoricain à VIGNATS (partie orientale de la Zone bocaine). D'après les données de Voiment & Evrard, 1974.

S. & G. = Schistes et Grès cambriens (?).

Briovérien s'établit ainsi du Nord au Sud (fig. 16) :

- le Grès armoricain inférieur (50 m) à pistes bilobées et dont les quatre horizons à minéral de fer ont été autrefois exploités
- les Schistes du Pavillon ou "schistes intermédiaires" (60 m) parfaitement homolithiques et jusqu'à présent azoïques
- le Grès armoricain supérieur (10 m) hétérolithique

Les derniers bancs gréseux, très micacés, sont en contact franc avec les pélites chloriteuses de la Formation des Schistes d'Angers qui a livré *Didymograptus murchisoni* à faible distance (4-10 m) du toit du Grès armoricain (cf. Blaise & al., 1983).

D - LE SYNCLINAL DE MORTAIN-DOMFRONT-BAGNOLES

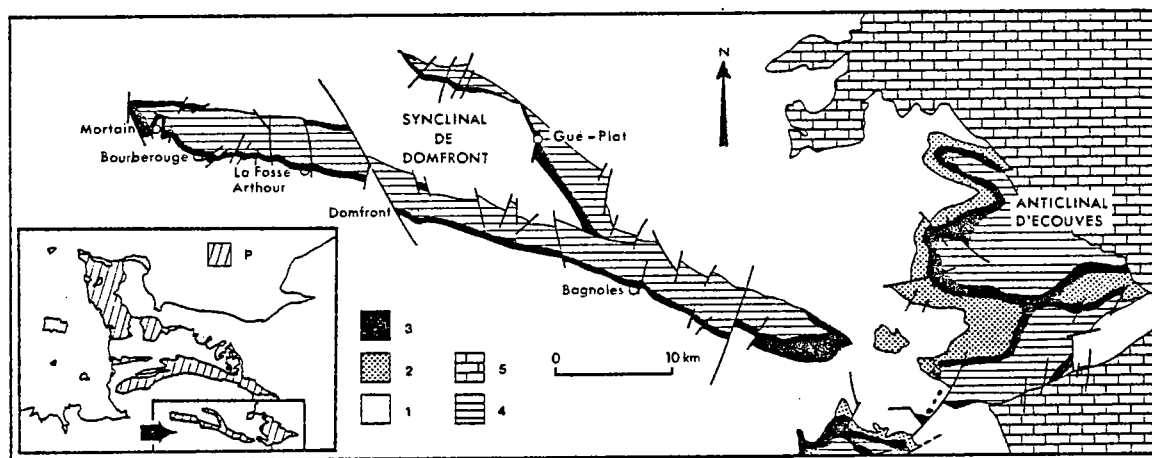


Fig. 18. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie méridionale.

1 = Socle cadomien ; 2 = Paléozoïque antérieur au Grès armoricain ; 3 = Grès armoricain ; 4 = Paléozoïque postérieur au Grès armoricain ; 5 = post-Paléozoïque ; P = Paléozoïque.

La Formation du Grès armoricain qui arme le synclinal paléozoïque de Mortain-Domfront peut être étudiée en plusieurs points de cette structure ; ce sont : les carrières de Mortain, la cluse de Bourberouge, la Fosse-Arthur, la coupe des Tanneries à Domfront, la carrière du Gué-Plat, le parc thermal de Bagnoles-de-l'Orne, ... Les lithofaciès sont principalement homolithiques arénacés à bancs quartzitiques massifs riches en traces fossiles : *Skolithos* abonde partout mais *Cruziana* est également présent (J. Morière a défini *C. bagnolensis* à Bagnoles-de-l'Orne). La coupe la plus complète et la plus représentative du Grès armoricain est celle des Tanneries à Domfront bien que le contact avec le socle protérozoïque n'y soit pas visible. Ce dernier a été toutefois observé dans la tranchée des Trois Roussines, immédiatement à l'Ouest de Mortain.

a) Les Tanneries (Domfront). - Les formations ordoviciennes de la région de Domfront sont remarquablement exposées dans la vallée de la Varenne. La carte de ces formations est figurée par M. Robardet (1981, fig. 15) et un schéma de localisation géographique est donné par F. Paris (1981, fig. 5, p. 13) qui y a étudié la microfaune. Un niveau hétérolithique peu épais (à peine un mètre) apparaît au cœur des lithofaciès homolithiques arénacés. *Skolithos* est surtout présent dans la partie inférieure. Le dernier banc gréseux révèle un microconglomérat à galets de pélites et de quartz imbriqués dans le litage. Cinq mètres de lithofaciès hétérolithiques assurent la transition avec la Formation du Pissot sus-jacente, dans la partie inférieure de laquelle se développent un minéral de fer oolithique et des conglomérats à galets phosphatés.

E - LA ZONE BOCAINE (PARTIE ORIENTALE)

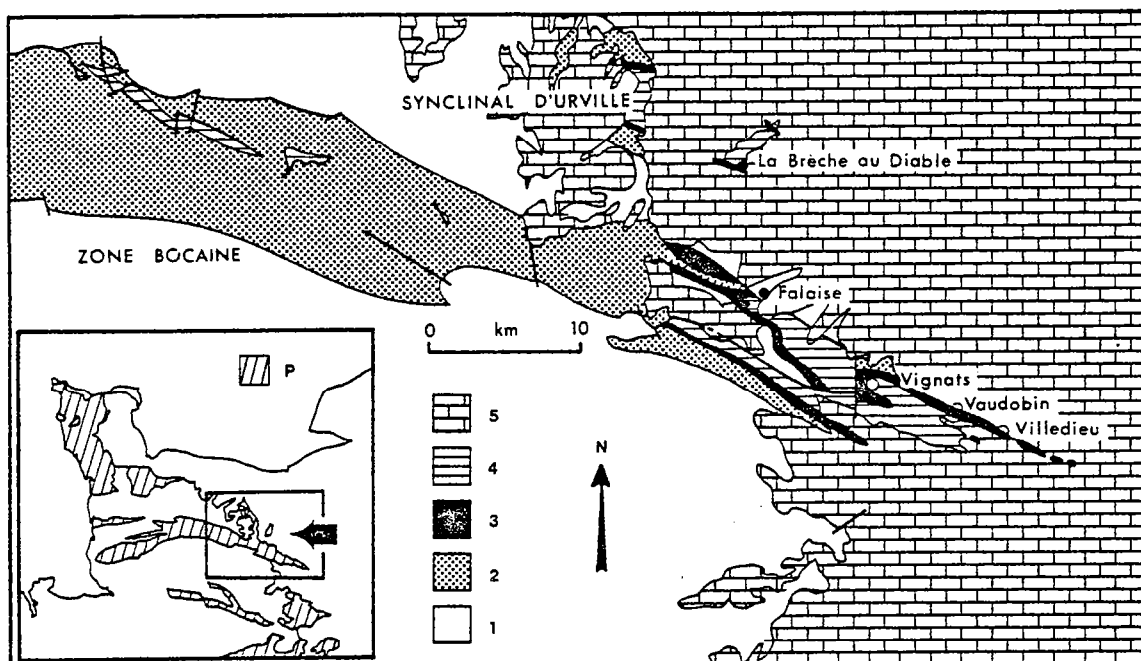


Fig. 19. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie Centrale.

1 = Socle cadomien ; 2 = Paléozoïque antérieur au Grès armoricain ; 3 = Grès armoricain ; 4 = Paléozoïque postérieur au Grès armoricain ; 5 = post-Paléozoïque ; P = Paléozoïque

Des levés et des études pétrographiques détaillés du Grès armoricain fortement minéralisé en rutile - zircon - anatase, ont été effectués dans la bande Falaise - Bailleul, à la faveur de sondages et de travaux souterrains (cf. Collectif B. R. G. M., 1976 ; Donsimoni & al., 1976 ; Faure, 1978).

Le Grès armoricain est transgressif sur les schistes cambriens (cf. Doré, 1969, t. II, p. 407), mais je n'ai, malheureusement, pas pu en observer le contact. Le passage aux pélites sus-jacentes (Formation d'Urville) s'effectue par l'intermédiaire d'alternances gréso-pélitiques. Trois sites de la partie orientale du synclinal de Falaise ont plus particulièrement retenu mon attention.

a) L'exploitation de Vignats (fig. 17). - Cette importante carrière est implantée au Sud-Est de Falaise à proximité du village de Nécy non loin de la Route Nationale 158. La partie supérieure de la série (au Sud) est constituée par des lithofaciès homolithiques arénacées riches, par endroits, en *Skolithos*. Les lithofaciès hétérolithiques deviennent dominants à la base de la formation. Les dernières passées pélitiques épaisses, à environ 100 m du sommet, contiennent des Chitinozoaires de l'Arenig moyen (Paris, inédit). La puissance est supérieure à 200 m (Voiment & Evrard, 1974). Une faible minéralisation en rutile et zircon est dispersée sur une dizaine de mètres au sein de la formation (Donsimoni & al., 1976).

b) Le Vaudobin (les gorges du Meillon). - Célèbre par sa légende de la "dalle aux pas de boeufs", la gorge du Vaudobin où coule le Meillon est située entre Villedieu-lès-Bailleul et Brieux, sur la commune de Bailleul. La dalle à *Cruziana* (les "pas de boeufs") se trouve à flanc de coteau sur la rive gauche du ruisseau. En face, sur la rive droite, le Grès armoricain a fait l'objet d'une prospection minière (cf. Donsimoni & al., 1976) et le début du tunnel y

est encore accessible. La partie sommitale de la formation, contenant des fentes de retraits et des traces épichniales, est visible dans une grande excavation à l'entrée du site. L'épaisseur totale a été estimée à un minimum de 245 m, un horizon fortement minéralisé se localisant à 95 m du toit de la formation (Donsimoni & al., 1976, p. 14).

c) Villedieu-les-Bailleul. - A la sortie du village sur la route de Tournai-sur-Dives, une ancienne carrière, au pied de l'église, permet d'estimer la puissance du Grès armoricain à plus de 200 m (220 m pour Donsimoni & al.). Un peu plus loin sur la même route, une exploitation récente entaille les couches supérieures qui ont livré des Chitinozoaires (*Eremochitina baculata brevis*) (Paris, inédit).

F - LE COTENTIN

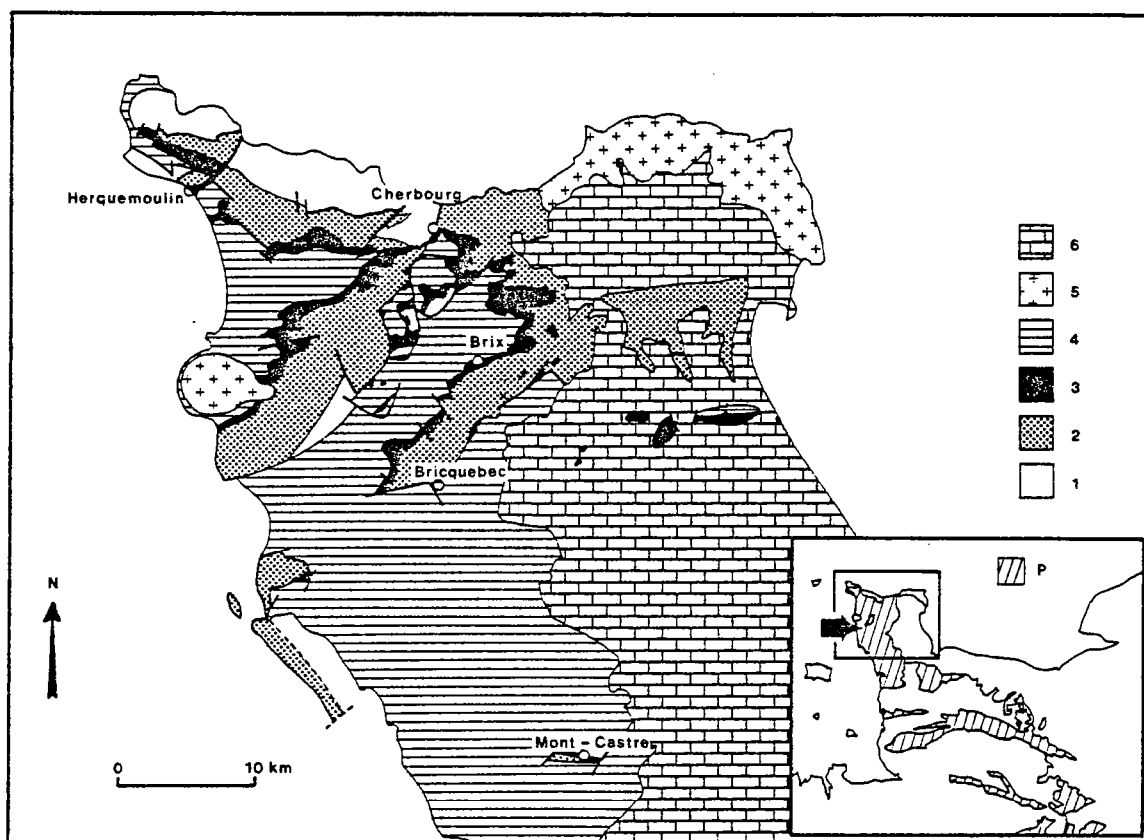


Fig. 20. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie méridionale.

1 = Socle cadomien ; 2 = Paléozoïque antérieur au Grès armoricain ; 3 = Grès armoricain ; 4 = Paléozoïque postérieur au Grès armoricain ; 5 = granite hercynien ; 6 = post-Paléozoïque ; P = Paléozoïque.

Des variations importantes d'épaisseur du Grès armoricain ont été constatées dans le Cotentin (cf. Doré, 1969 ; Donsimoni & al., 1976 ; Noblet, 1981 ; ...). Des horizons minéralisés en zircons et minéraux titanés sont présents entre le Grès armoricain et les pélites sus-jacentes (Formation d'Urville) et non au sein de la formation comme dans la région de Falaise-Bailleul (Donsimoni & al., 1976). Les principaux affleurements sont le bois de la Roquette à Briquebec, la carrière de Brix, La Chapelle Saint Jouvin, la carrière du Roule à Cherbourg, Herquemoulin, le Mont-Castre, ... Seule la coupe d'Herquemoulin s'est avérée intéressante compte-tenu de l'ennoyage de la carrière du Mont-Castre.

Herquemoulin. - La coupe levée à la "descente d'Herquemoulin" près de Beaumont - Hague dans le Nord Cotentin (cf. Doré & al., 1977, p. 81 et 85) reprend l'une de celles déjà étudiées par F. Doré (1969, fig. 40 et 41, p. 212-222). L'étude micropaléontologique (Chitinozoaires) des joints péliitiques tout à fait inférieurs a révélé un âge Arenig inférieur pour la base de la formation (Paris, inédit).

IV- LES TRACES FOSSILES

LA LEGENDE DU VAUDOBIN

Pendant les soirs d'hiver, il arrivait que la Calotte Rouge vint familièrement se réchauffer au foyer des villageois d'alentour. On remarquait qu'en entrant il avait soin de dissimuler sous les plis de sa robe, ses jambes qui étaient semblables à celles des boeufs, et il s'assurait aussi que les cornes dont son front était garni fussent bien cachées sous son bonnet écarlate.

Un paysan qui possédait là une chétive pâture, constata un jour que l'herbe y était tondue par places, bien qu'il n'y eût pas encore mis ses bêtes. Il y retourna vers minuit et aperçut la Calotte postée sur une roche plate et inclinée, qu'il frappait de sa canne, tout en surveillant ses boeufs qui tondaient frauduleusement le pré. Le fê parut très contrarié de se trouver surpris ainsi, il descendit dans le ravin et d'un signe, il ordonna à ses animaux de dévaler le rocher. Le lendemain, pour la première fois, on observa les trous faits par la canne et les empreintes des pieds des boeufs. Au dessous du banc qui porte ces traces, on voit en outre la marque des pas de la Calotte Rouge, qui disparut à ce moment-là du pays.

X. Rousseau - Extraits de Mythologie populaire du Pays d'Argentan.

Les traces fossiles d'activité biologique du Grès armoricain ont été longtemps des objets de légende avant d'être interprétées comme des végétaux proches des algues (*Fucoïdes*) ou comme des traces d'activité organique. Les pas de boeufs du Vaudobin sont sortis de la mythologie, pour entrer dans le domaine scientifique au début du XIXe siècle, lorsque A. de Passy émit l'opinion que les pas de boeufs étaient des corps organisés. Plusieurs auteurs tentèrent de résoudre le problème de leur genèse (Dufrenoy, 1838 ; Eudes-Deslongchamps, 1855 ; ...) avant que J. W. Salter (1856), d'Archiac (1866), G. de Tromelin & P. Lebesconte (1876), puis J. Morière (1878) ne les rapportent aux bilobites (*Cruziana prevosti*, *Cruziana rugosa*) décrits par A. d'Orbigny et M. Rouault.

Les premières descriptions systématiques de bilobites (*Cruziana rugosa*, *Cruziana furcifera*) sont l'oeuvre de A. d'Orbigny (1842) dans l'Ordovicien de Bolivie. Il signalait néanmoins que ces "corps" paraissaient caractériser aussi bien les terrains du "Silurien inférieur" (Ordovicien actuel) d'Amérique que ceux d'Europe puisqu'il en possédait une espèce (*Cruziana lefevrei*) provenant de grès micacés des environs de Nantes. Cette opinion fut confirmée par la présence de *C. furcifera* dans le Grès armoricain. Dans l'ichnofaune décrite par M. Rouault (1851), on ne relève pas moins de 7 genres et 22 espèces nouvelles de *fucoïdes*. Parmi ces formes, certaines furent reconnues comme étant synonymes d'espèces décrites antérieurement (de Tromelin, 1878 ; Rouault 1883 ; Lebesconte, 1883, 1887 ; Delgado, 1886 ; Bureau, 1900). Par la suite quelques études ont traité, de manière limitée, des traces fossiles du Grès armoricain (Péneau, 1943 ; Lessertisseur, 1955 ; Seilacher, 1955 ; Chauvel, 1960 ; Lemosquet, 1970 ; Lessertisseur, 1971, 1972 ; Baldwin, 1976). Pourtant plusieurs ichnogénres ou ichnoespèces créés par M. Rouault (*Tigillites*, *Cruziana goldfussi*, *Fraena*, *Foralites*, ...) perturbent toujours la taxinomie paléontologique du fait de descriptions et d'illustrations originelles insuffisantes.

La plupart des traces d'activité animale furent considérées primitivement comme des algues fossiles (*fucoïdes*) ou classées parmi les *problematica*. A.G. Nathorst (1873, 1881) déclencha une violente polémique en réfutant le taxon *fucoïdes* et en attribuant la plupart de ces struc-

tures (en particulier les bilobites) à des traces fossiles d'activité animale. Son argumentation s'appuyait sur des observations faites dans les environnements littoraux actuels de la côte suédoise et sur des moulages de traces récentes. Le paléobotaniste français G. de Saporta et la plupart des paléontologistes armoricains (Lebesconte, Crié, de Tromelin, ...) persistèrent toutefois dans leurs conceptions antérieures (origine végétale des traces du Grès armoricain).

La pulvérisation des espèces à partir de critères nomenclatureaux mal établis, les termes descriptifs déformés par les interprétations défendues, sont à l'origine de la plupart des problèmes taxinomiques subsistant dans la systématique actuelle. La genèse de certaines de ces traces (notamment les bilobites) reste encore contestée même si leur attribution au règne végétal est maintenant unanimement écartée.

Dans ce travail, j'ai surtout tenté d'éclaircir les problèmes taxinomiques relatifs aux traces du Grès armoricain en vérifiant et en précisant les interprétations antérieures. J'ai d'autre part replacé ces traces dans leur contexte sédimentologique.

A - NOMENCLATURES ET CLASSEMENT

Toute l'activité biologique ne se prête pas à une description systématique et à la définition de types morphologiques. En effet, il résulte de cette activité (Schäfer, 1972) :

- des structures de bioturbation *déformative*, sans formes ni caractères définis et réguliers
- des structures de bioturbation *figurative* possédant des formes caractéristiques pouvant être décrites et désignées. Le Grès armoricain recèle une abondante bioturbation *déformative* dont le seul intérêt est de fournir des indications sur le taux de sédimentation et le niveau relatif d'énergie du paléomilieu.

De nombreuses possibilités ont été envisagées pour la dénomination des structures *figuratives* (cf. Lessertisseur, 1955 ; Häntzschel, 1975 ; ...) car l'étude de leur distribution géographique et de leur répartition stratigraphique est facilitée par une désignation formelle. Parmi toutes les solutions proposées, la nomenclature linnéenne, de type binomial, apparaît comme la plus simple et la plus fonctionnelle.

1) CODE DE NOMENCLATURE.

En 1961, la Commission de Nomenclature Zoologique décida d'homologuer les noms des taxons de traces fossiles établis avant 1931 mais d'invalidiser ceux établis postérieurement (cf. W. Häntzschel, 1975). Cette décision arbitraire a conduit à la formulation d'un *code pour la nomenclature des traces fossiles* distinct du Code International de Nomenclature Zoologique (historique *in* Basan, 1979). Ce code propre à l'ichnologie (Sarjeant & Kennedy, 1973 ; Sarjeant, 1979) intègre à la fois des règles du Code Botanique et des règles du Code Zoologique (les traces fossiles ne sont pas dues uniquement à l'activité animale). C'est ce code que j'ai utilisé pour l'étude systématique des traces fossiles.

2) TAXINOMIE

Deux conceptions s'opposent dans la reconnaissance des taxons :

- la trace est le résultat de l'activité d'un animal (ou d'un végétal). Seule la trace est alors considérée
 - la trace est produite par un animal (ou un végétal). Seul l'ichnopoïète est alors considéré.
- Pour la plupart des traces fossiles d'activité animale (plus spécialement celles du Paléozoïque inférieur et du Précambrien), l'identification de l'ichnopoïète est presque toujours problématique. Il est en effet très rare (du fait des conditions de fossilisation) d'observer à la fois les organismes fossilisés et leurs traces. Il paraît donc difficile d'établir une taxinomie fondée uniquement sur l'auteur de la trace.

PRINCIPE I, - les traces fossiles sont des structures produites dans les sédiments et les substrats durs (d'origine organique ou inorganique) par l'activité d'organismes (animaux, plantes ou protistes).

PRINCIPE II, - la nomenclature des traces fossiles est basée uniquement sur les caractéristiques morphologiques de la structure.

PRINCIPE III, - une structure particulière peut être produite par l'activité de deux ou plusieurs organismes différents, vivants ensemble ou successivement à l'intérieur de la structure.

PRINCIPE IV ET V, - le même individu ou la même espèce peut produire des structures différentes qui correspondent soit à différents types de comportement soit à un comportement identique mais dans des substrats différents (sable, argile, interfaces sable-argile).

PRINCIPE VI, - des structures identiques peuvent être produites par l'activité d'organismes d'appartenance biologique différente mais dont le comportement est semblable.

Tableau 5. - Principes fondamentaux de l'Ichnologie. D'après Bromley & Fürsich (1980).

La reconnaissance des taxons s'effectue à partir des caractéristiques morphologiques de la structure (principe II du Code de Nomenclature, cf. tableau 5). Néanmoins il importe que les caractères utilisés soient représentatifs de la morphologie ou de l'activité biologique de l'ichnopoïète.

Trois rangs taxinomiques sont reconnus par le Code : l'ichnogenre, l'ichnoespèce et l'ichnovariété. Cette échelle taxinomique limitée est due au faible nombre de caractères morphologiques utilisables réellement. Si elle simplifie le choix dans la hiérarchisation des caractères, elle n'en résout pas pour autant tous les problèmes. Il est parfois difficile de donner une importance relative aux caractères morphologiques des traces dans la mesure où l'on ne connaît pas toujours leur signification éthologique ou anatomique. Pourtant il est indiscutable que les diverses activités biologiques ont une valeur taxinomique comparable à celle des caractères anatomiques car, à l'origine, la morphologie des traces est contrôlée par le comportement et par la morphologie de l'animal.

Le concept de genre et d'espèce est fondamentalement différente en ichnologie et en paléontologie. Il s'agit d'une paranomenclature devant être surtout considérée comme un indispensable moyen de communication.

3) CLASSIFICATIONS ET CLASSEMENTS.

En général, l'évolution des traces n'est pas suffisamment marquée ou s'effectue sur des périodes trop longues pour pouvoir être utilisée dans l'établissement de classifications. Dans quelques cas, une évolution du comportement a pu être mise en évidence à partir de certaines traces. C'est le cas des formes cambriennes à dévonien de *Dictyodora* qui marquent une évolution dans les activités de fouissage, probablement consécutive à une évolution anatomique (Seilacher, 1967 b). Les classifications des traces ne reposant sur aucune phylogénie, le terme adéquat est donc classement.

Parmi les nombreux modes de classement des traces (cf. Simpson, 1975), le classement éthologique (donc fondé sur le comportement animal) proposé par A. Seilacher (1953) s'avère le plus complémentaire d'une étude systématique (cf. fig. 23 et tableau 6). Dans un environnement donné, il permet de mettre en évidence l'activité préférentielle des organismes et donc les influences auxquelles ils sont soumis.

Définitions	Caractéristiques morphologiques
TRACES DE REPOS (<i>Cubichnia</i>) Dépressions peu profondes creusées par des animaux s'installant temporairement sur ou dans le substrat. L'accent est mis sur l'immobilité, l'isolement.	Relief en forme de creux pouvant plus ou moins enregistrer la morphologie latéro-ventrale de l'animal. Les structures sont isolées mais peuvent être entrecroisées avec des traces de locomotion ou des structures de dégagement.
TRACES DE LOCOMOTION (<i>Repichnia</i>) Pistes et galeries consécutives aux déplacements des organismes. L'accent est mis sur la locomotion.	Structures d'ensemble linéaires ou sinueuses, parfois ramifiées ; empreintes de pas ou sillons continus communément annelés. La forme entière peut être conservée ou peut apparaître comme des reliefs en échancrures.
TRACES DE PACAGE (<i>Pascichnia</i>) Sillons, fosses et rides, généralement discontinus, dont les auteurs sont des limivores ou des alguivores situés près ou à la surface du substrat. L'accent est mis sur le comportement nutritionnel de surface.	Non ramifiées, non recoupées, en formes courbes à étroitement enroulées ou à traverses dominantes délicatement construites ; les formes reflètent l'utilisation maximale de la surface nutritionnelle. La forme entière peut être conservée.
GALERIES DE NUTRITION (<i>Fodinichnia</i>) Terriers plus ou moins temporaires construits par des limivores. Les structures peuvent aussi servir de refuges aux organismes. L'accent est mis sur le comportement nutritionnel en profondeur.	Terriers simples, ramifiés, non ramifiés, cylindriques à sinueux, en forme de U, ou complexes (terriers superposés parallèlement ou concentriquement, du type structures à traverses). Cotés généralement non doublés si ce n'est par le mucus. Orientés suivant différents angles en accord avec la stratification. La forme entière peut être préservée.
TERRIERS D'HABITATION (<i>Domichnia</i>) Terriers, tubes d'habitation ou de perforation servant de logements plus ou moins permanents principalement pour les suspensivores semi-sessiles ou dans certains cas pour les carnivores. L'accent est mis sur l'habitation.	Structures simples, bifurquées ou en forme de U, perpendiculaires ou inclinées selon différents angles par rapport à So ; terriers ramifiés ou réseaux de perforation à composantes horizontales et verticales ; côtés typiquement doublés. La forme entière peut être conservée.
TRACES DE DESENFOUISSEMENT (<i>Fugichnia</i>) Traces de vie de différents types modifiées ou refaites par des animaux en réponse directe à l'érosion ou à l'épaississement du substrat. L'accent est mis sur le réajustement ou l'équilibre entre la position relative du substrat et la configuration des traces renfermées.	Traces de repos répétées verticalement lames biogéniques soit en échelons soit en cheminées ou en chevrons emboîtés ; terriers à traverses U en U et autres structures reflétant le déplacement de l'animal vers le haut ou vers le bas par rapport à la surface originelle du substrat. La forme complète peut être conservée, particulièrement dans des substrat d'aggradation (il faut faire attention de ne pas confondre certaines de ces structures avec des structures d'effondrements d'origine physique).

Tableau 6. - Classification éthologique des traces fossiles d'invertébrés d'après Seilacher (1953), modifiée par Frey (1973) puis par Simpson (1975).

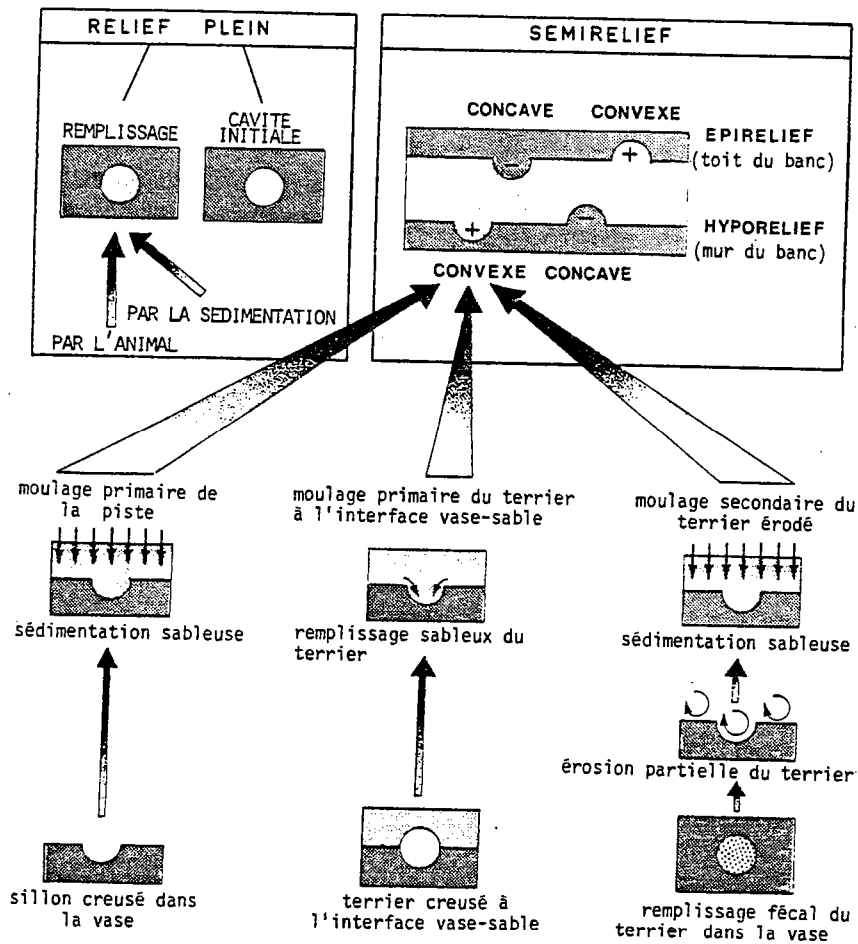


Fig. 21. - Modes de préservation et toponomie des traces fossiles d'après Seilacher (1964).

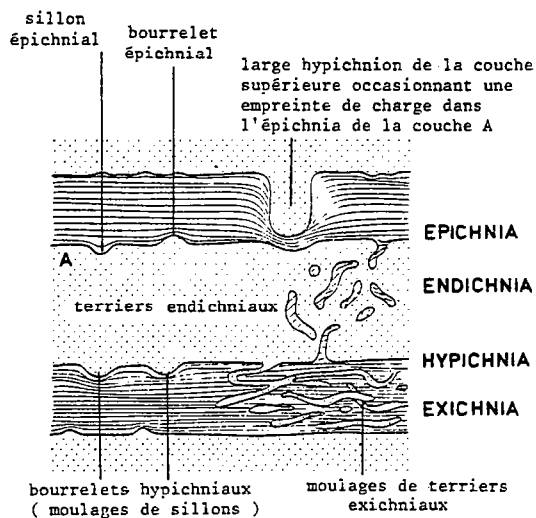


Fig. 22. - Nomenclature stratonomique des traces fossiles d'après Martinsson (1970). Le banc central de grès (A) sert de référence pour la terminologie.

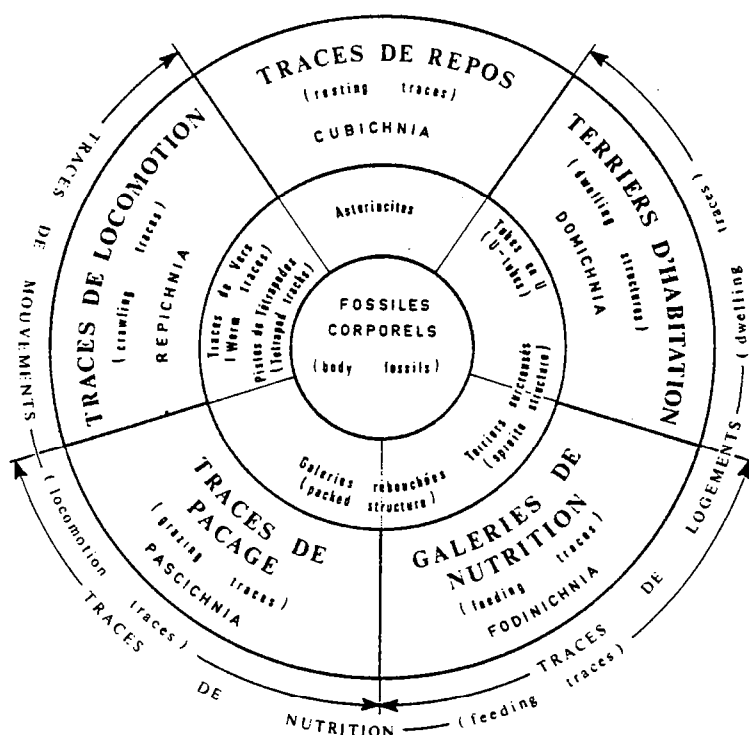


Fig. 23. - Classement éthologique de Seilacher (1953).

4) TOPONYMIE.

Deux nomenclatures toponymiques ont été utilisées pour la description systématique.

Bien qu'assez semblables, elles n'en sont pas moins complémentaires.

La nomenclature de A. Seilacher (1964) définit deux types de relief (fig. 21) :

- les reliefs pleins (remplissages et cavités) conservés à l'intérieur des couches ou aux interfaces
- les semi-reliefs comprenant les épireliefs concaves ou convexes.

La nomenclature de A. Martinsson (1970) permet de décrire par rapport à une strate de référence (fig. 22) :

- des figures épichniales au toit
- des figures endichniales à l'intérieur
- des figures hypichniales au mur
- des figures exichniales à l'extérieur

B - DESCRIPTION SYSTEMATIQUE

L'étude systématique a été effectuée à partir :

- du matériel des collections Rouault, Saporta et Morièrre (Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris), de la collection Lebesconte (Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes) et des collections de l'Institut de Géologie de Rennes.

- des nombreuses traces fossiles observées sur l'ensemble des affleurements du Massif armoricain. Le matériel récolté est déposé à l'Institut de Géologie de Rennes.

La description systématique a été limitée aux traces fossiles du Grès armoricain et reprend dans sa forme les usages en vigueur dans les descriptions ichnologiques. Les ichnogenres sont présentés par ordre alphabétique.

Ichnogenus *ARENICOLITES* Salter 1857Ichnoespèce-type *Arenicolites carbonaria* (Binney) 1852*Arenicolites* sp.

Pl. 12, fig. 2

Matériel et gisements. - Presqu'île de Crozon : Beg Avel (I.G.R. 25132) ; Normandie : Vignats (I.G.R. 25187). Sa présence est également signalée à Camaret par C. T. Baldwin (1976, p. 127).

Description. - Terrier vertical en forme de U sans traverses. Le diamètre du tube varie entre 3 et 10 mm ; la hauteur totale du terrier n'excède pas 130 mm. Les traces rencontrées sont isolées et ont été étudiées en section verticale.

Interprétation. - Ce terrier est habituellement rapproché de celui du polychète actuel *Arenicola marina* bien que ce dernier soit plutôt en forme de J (cf. Osgood, 1970 ; Schäfer, 1972). C. T. Baldwin (1976) a rapproché *Skolithos* et *Arenicolites* et envisage une origine commune.

Ichnogenus *ARTHROPHYCUS* Hall 1852Ichnoespèce-type *Arthropycus alleghaniensis* (Harlan) 1831*Arthropycus* sp.

Pl. 4, fig. 3 et 4

1976 *Arthropycus* Hall ; Baldwin p. 120, Pl. 37, fig. 2, 3 et 4

Gisement. - Grès armoricain supérieur de la Pointe du Gouin dans la presqu'île de Crozon. Faces inférieures de bancs (cf. fig. 49).

Description. - Ensemble de tubes subhorizontaux, rectilignes, sinueux ou courbes, se recoupant fréquemment (cf. Pl. 4, fig. 3). Ces tubes annelés, paraissant parfois ramifiés, sont cylindriques ou subcylindriques et ont un diamètre d'environ 2 à 3 cm.

Discussion. - Sur le matériel disponible, l'érosion marine actuelle ayant effacée en grande partie l'ornementation des tubes, il est difficile de se prononcer de façon formelle sur l'ichnoespèce. Pourtant l'ornementation des tubes quand elle est conservée (cf. Pl. 4, fig. 4) se rapproche de *A. harlani*.

Interprétation. - Pour C. J. Sarle (1906), les structures d'*Arthropycus* et de *Daedalus* seraient similaires et d'origine commune. Les formes rapportées par C. J. Sarle à *Daedalus* (que j'ai pu voir dans les collections du Muséum de Tübingen) sont indiscutablement différentes des ichnoespèces décrites par M. Rouault et qui sont très fréquentes dans le Grès armoricain. Les échantillons de la collection Sarle possèdent à la fois l'enroulement caractéristique de *Daedalus* et les tubes épais et annelés d'*Arthropycus*.

Arthropycus est interprété par A. Seilacher (1955) comme un ensemble de galeries de limivores.

Ichnogenus *CRUZIANA* d'Orbigny 1842Ichnoespèce-type *Cruziana furcifera* d'Orbigny 1842

Terminologie (fig. 24). - La terminologie adoptée pour la description des traces bilobées prend en compte les caractères morphologiques de la trace originelle à la surface des bancs (épirelief concave) et non ceux du moule (hyporelief convexe) bien que ce dernier soit généralement le seul conservé.

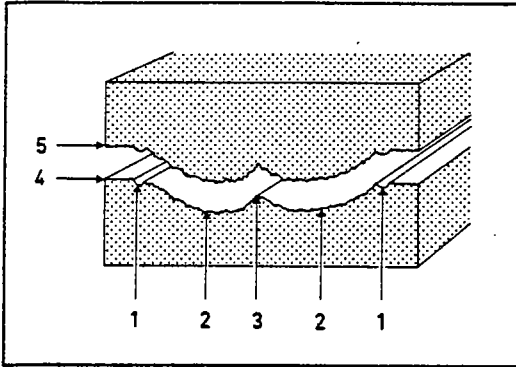


Fig. 24. - Terminologie des pistes bilobées. 1 : sillon longitudinal ; 2 : lobe ; 3 : ride médiane ; 4 : épirelief concave (*epichnia*) ; 5 : hyporelief convexe (*hypichnia*).

des *coxae*, stries endopodales ou exopodales, sillons laissés par les pointes génales, ...). L'un des principes fondamentaux de l'ichnologie spécifie que la nomenclature des traces fossiles est basée uniquement sur les caractéristiques morphologiques de la structure. D'autre part, l'interprétation de *Cruziana* comme trace de trilobites est encore discutée (Whittington, 1980). C'est pourquoi dans ce travail je ne retiendrai que la terminologie descriptive s'appuyant sur des éléments morphologiques des traces.

En ce qui concerne *Cruziana* et *Rusophycus*, les critères de différenciation ne peuvent, à mon avis, être basés uniquement sur la distinction trace plane - trace concave. Ce caractère a pourtant été retenu par J. W. Salter (1856) pour rapporter les *pas de boeufs* du Vaudobin à l'ichnogenre *Rusophycus* Hall. Les *pas de boeufs* sont des pistes courtes fortement concaves (Pl. 3, fig. 2) présentant de nombreuses caractéristiques communes à *Cruziana* : corrugations latérales, stries simples ou bifurquées, sillons longitudinaux. L'analyse biométrique montre que les paramètres morphologiques (longueur, largeur, profondeur) ne se corrèlent pas directement (fig. 25, 26, 27). De nombreux spécimens de traces bilobées montrent une concavité qui peut être peu ou fortement marquée, avec tous les intermédiaires et des longueurs très variables (Pl. 3, fig. 4). La concavité d'une trace n'est donc pas suffisante pour différencier *Cruziana* de *Rusophycus*. Si l'on admet que *Cruziana* représente une piste de pacage d'Arthropodes, il n'est pas surprenant que ces traces puissent comporter des irrégularités concaves marquant un affouillement plus accentué mais ponctuel, dû au comportement nutritionnel.

Interprétation. - La grande majorité des palichnologues travaillant sur les *Cruziana* (reprenant l'interprétation de Nathorst, 1886) s'accordent à penser que leurs ichnopoïètes sont des trilobites et toutes les descriptions de cet ichnogenre font référence à la morphologie de ces Arthropodes (Seilacher 1955, 1959, 1962, 1970 ; Martinsson 1965 ; Osgood 1970, 1975 ; Crimes 1970, 1975 ; Birkenmayer & Bruton 1971 ; Bergström 1973, 1976 ; Campbell 1975 ; Baldwin 1977 ; ...). H. Whittington (1980) a réfuté cette interprétation, récemment maintenue par A. Seilacher (1982 a, 1982 b). Des doutes subsisteront jusqu'à la découverte irréfutable de l'ichnopoïète à l'extrémité de sa trace. Pourtant d'après les principales caractéristiques de la trace (piste irrégulière en surface du sédiment, deux lobes symétriques, stries), il est fort probable qu'il s'agisse d'une trace de pacage d'Arthropodes (*s. l.*). Mais les trilobites ne sont pas les seuls Arthropodes (*s. l.*) du Paléozoïque inférieur susceptibles de réaliser des pistes bilobées puisque des conditions particulières de fossilisation (*schistes de Burgess*) ont montré que les Arthropodes (autres que les Trilobites) pouvaient être abondants et diversifiés (cf. Morris & Whittington, 1983).

Description. - Trace bilobée (conservée le plus souvent en hyporelief convexe). Les lobes sont ornés par des stries obliques à la ride médiane.

Discussion. - L'histoire taxonomique de cet ichnogenre est complexe et liée aux diverses interprétations qui en ont été données.

A. Seilacher (1970) a proposé que tous les terriers et pistes présumés de trilobites soient regroupés dans différentes ichnoespèces appartenant à un seul ichnogenre : *Cruziana*. De ce fait il place *Rusophycus* Hall en synonymie avec *Cruziana*. Cette proposition n'a cependant pas été retenue ultérieurement par la plupart des auteurs qui ont continué à dissocier les deux ichnogenres bien qu'utilisant dans leurs descriptions des éléments liés à la morphologie des trilobites (*impressions*

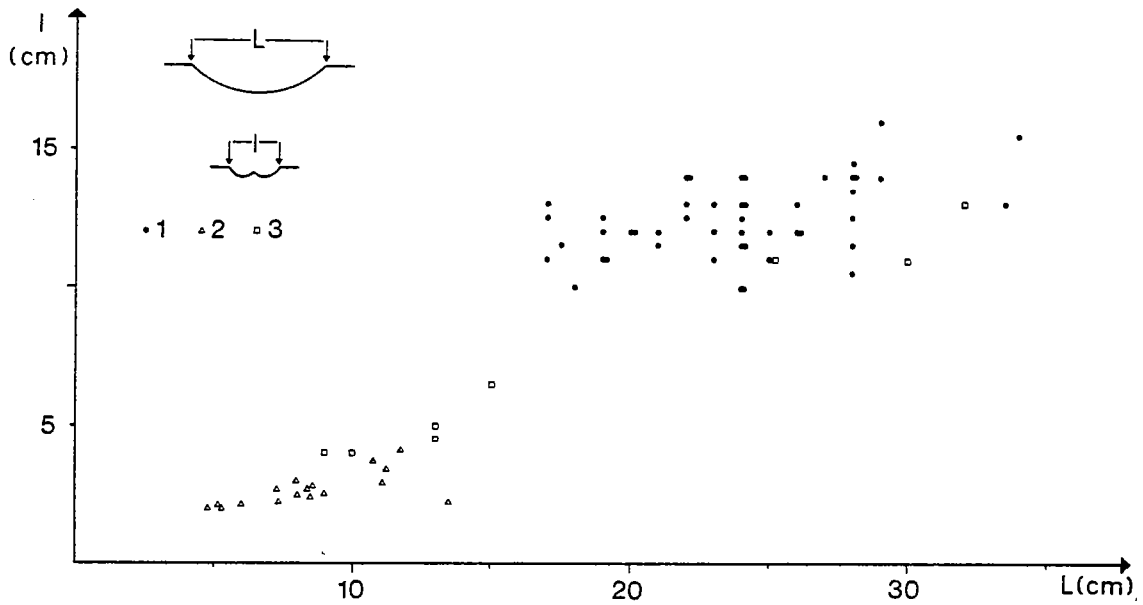


Fig. 25. -

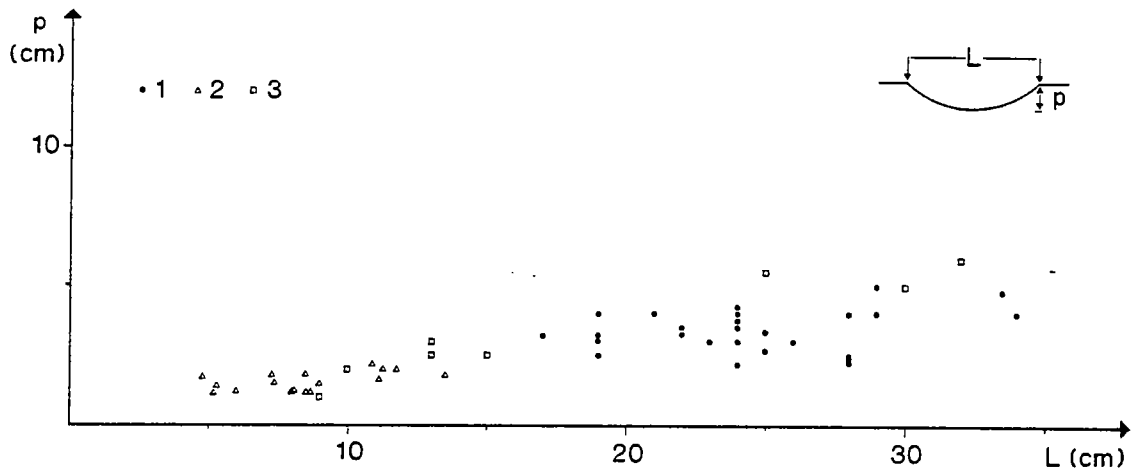


Fig. 26. -

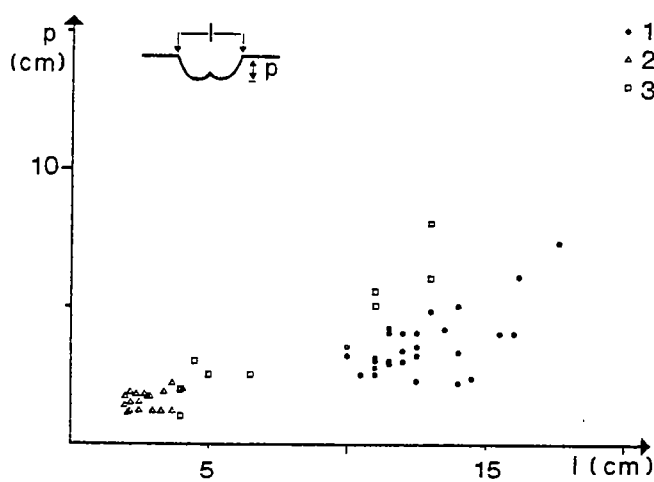


Fig. 27. -

Variations des paramètres morphologiques pour des *Cruziana* fortement concaves (*rusophycoides*)

L : longueur

l : largeur

p : profondeur

1 : pas de boeufs du Vaudobin

2 : pointe du Gouin

3 : pointe de Kerroux

Fig. 25. - coefficient de corrélation

$r = -0,09$

Fig. 26. - coefficient de corrélation

$r = 0,13$

Fig. 27. - coefficient de corrélation

$r = 0,56$

Discussion sur les ichnoespèces *C. furcifera*, *C. rugosa*, *C. goldfussi* et *C. lefevrei*. -

En 1886, J. F. N. Delgado reconnaissait que plusieurs espèces de *Cruziana*, désignées sous des noms différents, présentaient des transitions graduelles. Il séparait principalement deux groupes :

- les bilobites du type de *C. furcifera* d'Orbigny, *C. bronni* Rouault, *C. monspelliensis* Saporta, *C. ximenezi* Prado, *C. nathorsti* Delgado, *C. rugosa* d'Orbigny, *C. prevosti* Rouault, *C. vilanovae* Saporta
- les bilobites du type de *C. goldfussi* comprenant uniquement *C. goldfussi* Rouault.

Une forme intermédiaire (*C. beirensis* Delgado) reliait ces deux groupes.

La plupart de ces ichnoespèces ont été créées sur la base de variations mineures généralement peu significatives. Aussi une grande partie de ces ichnoespèces a-t-elle été abandonnée et seules trois ichnoespèces (*C. furcifera*, *C. rugosa*, *C. goldfussi*) se retrouvent dans les descriptions systématiques des dernières décades. Ces trois ichnoespèces ont été réunies par A. Seilacher (1970) dans le groupe *rugosa*. Plus récemment, S. Kolb & R. Wolf (1979) ont élargi la diagnose de *C. rugosa* et, s'appuyant en partie sur une analyse biométrique, n'ont retenu qu'une seule espèce, *C. rugosa*, plaçant *C. furcifera* et *C. goldfussi* en synonymie avec cette dernière. Cette position ne fait pas actuellement l'unanimité et des incertitudes demeurent toujours dans la différenciation de ces ichnoespèces.

* discussion des caractères utilisés dans la détermination spécifique

A partir des définitions d'origine et des spécimens des collections d'Orbigny, Rouault et Lebesconte, les caractères originaux de *C. rugosa*, *C. furcifera* et *C. goldfussi* sont les suivants :

- *C. rugosa* d'Orbigny, 1842 : *corrugations transverses interrompant les stries en zigzag*. La présence de sillons longitudinaux n'est pas précisée dans la définition de d'Orbigny
- *C. furcifera* d'Orbigny, 1842 : *stries aigues bifurquées et régulières*. La présence de sillons longitudinaux n'est pas précisée dans la définition de d'Orbigny
- *C. goldfussi* Rouault, 1851 : *présence de deux sillons longitudinaux et de stries légèrement bifurquées*.

Les diagnoses paraissent claires et font apparaître les différences entre les trois ichnoespèces. Malheureusement les caractères morphologiques se retrouvent fréquemment associés et ne sont pas suffisamment discriminants pour reconnaître, sans ambiguïté, les ichnoespèces. Ainsi :

- les sillons longitudinaux coexistent indifféremment avec des stries bifurquées, des stries non bifurquées et des corrugations transverses,
- les sillons longitudinaux peuvent apparaître ou disparaître le long d'une même trace,
- des traces à "caractère *rugosa*" (corrugations transverses) se prolongent par des traces à "caractère *furcifera*" (pas de corrugations, stries bifurquées).

Le manque de constance des caractères morphologiques explique la création d'espèces intermédiaires (e. g. *C. beirensis* Delgado). Un choix et une hiérarchisation des caractères apparaissent indispensables pour éclairer la systématique du genre *Cruziana*.

Pour pallier le faible nombre de caractères servant à la différenciation des espèces, d'autres critères (valeur de l'angle en V, nombre de stries composant les faisceaux, angle des stries avec la ride médiane) ont vainement été introduits dans les descriptions spécifiques.

Aucune logique n'a pu être mise en évidence. De la même manière, peu de paramètres morphologiques sont utilisables pour des mesures biométriques, en effet :

- la longueur de la trace n'est pas significative
- la profondeur de la trace est directement liée à la position de son ichnopofète dans le sédiment. Cette position ne correspond pas obligatoirement à la même hauteur d'enfoncement de l'ani-

mal. Différentes sortes de traces (*Diplichnites*, *Dimorphichnus*) tendent même à prouver que l'enfoncement était très irrégulier, temporaire et localisé. La *capacité de portance* du substrat pouvait être également différente. La surface du sédiment n'est donc pas une véritable surface de référence.

La plupart de ces critères complémentaires ne révèle pas de variations anatomiques ou éthologiques significatives et ne peuvent donc avoir une réelle valeur taxinomique.

* position adoptée dans la définition des ichnoespèces de *Cruziana*

Les principaux caractères morphologiques (corrugations latérales, stries simples ou bifurquées...) se retrouvent dans les traces de Bolivie (d'Orbigny, 1842), d'Argentine (cf. A-cenolaza & Durand, 1978), du Royaume-Uni (cf. Crimes, 1970 b ; 1975), d'Espagne (cf. Crimes & Marcos, 1976 ; Baldwin, 1976), du Portugal (cf. Delgado, 1886), de Terre-Neuve (cf. Bergström, 1976) et de Chine (Yin, 1932). Cette large répartition leur confère une incontestable importance et démontre la constance de certaines différences morphologiques.

Le principal argument de S. Kolb & R. Wolf (1979) pour réunir *C. rugosa*, *C. furcifera* et *C. goldfussi* réside dans l'absence de différences dans leur répartition stratigraphique. Ces auteurs suivent en cela la position prise par A. Seilacher (1970, p. 452-454). Pourtant toutes les ichnoespèces décrites, quel que soit leur genre, n'ont pas une valeur stratigraphique. D'autre part les critères de différenciation de ces trois ichnoespèces n'étant pas stables, les formes décrites sous un même nom d'espèce sont parfois différentes. Il est difficile dans ce cas d'étudier leur véritable répartition stratigraphique. Les traces fossiles sont trop liées à des conditions sélectives de préservation pour que la taxinomie soit fondée uniquement sur la répartition stratigraphique des taxons. On ne peut donc adhérer entièrement aux explications de S. Kolb & R. Wolf.

Pour éclaircir les problèmes, il importe de définir une hiérarchie dans les critères d'identification. L'existence ou l'absence de corrugations transverses me paraît essentielle tandis que la bifurcation ou non des stries serait moins importante mais susceptible toutefois de représenter un critère spécifique (cf. remarques).

- corrugations transverses : *C. rugosa*

- pas de corrugations transverses

stries bifurquées : *C. furcifera*

stries non bifurquées : *C. lefevbrei* d'Orbigny

Remarques. -

- *C. goldfussi* se reconnaît, d'après les définitions originelles, à la présence de sillons longitudinaux et de stries légèrement bifurquées. Les sillons longitudinaux n'ont aucune constance et sont, à mon avis, inutilisables dans la différenciation des espèces. Ils ont déjà été écartés, par différents auteurs, des éléments spécifiques (e. g. Bergström, 1976). Je ne maintiens donc pas l'ichnoespèce *C. goldfussi*. Si les traces rapportées précédemment à cette ichnoespèce comportent des stries bifurquées, il s'agit de *C. furcifera*, dans le cas contraire, elles sont rapportées à *C. lefevbrei*.

- *C. lefevbrei* a été décrit par d'Orbigny de la manière suivante : "... espèce bien remarquable, très allongée, simplement sillonnée obliquement...". Dans la description de *C. furcifera*, d'Orbigny ajoute : "... Elle (*C. furcifera*) se distingue de la précédente (*C. rugosa*) par ses côtes

régulières et bifurquées. Ce dernier caractère la fait également différer de Cruziana lefevbrei des environs de Nantes, dont les côtes sont simples..."

Les stries bifurquées et non bifurquées sont considérées comme un caractère spécifique parce qu'elles peuvent traduire une variation fonctionnelle dans le déploiement des appendices probablement à l'origine des stries.

En regard du Code de Nomenclature ichnologique, les noms caractérisant des structures de morphologie différente, produites par différentes phases de comportement d'un même organisme restent valides (Art. 40). Ainsi deux ichnoespèces (e. g. *C. rugosa* et *C. furcifera*) peuvent coexister sur une même trace et rester valide.

Cruziana furcifera d'Orbigny, 1842

Pl. 2, fig. 2, 5, 6 ; Pl. 3, fig. 3 et 6

- V. 1842 *Cruziana furcifera* d'Orbigny, p. 31
- V. 1851 *Fraena furcifera* (d'Orbigny) ; Rouault, p. 733
- 1851 *Fraena bronni* Rouault, p. 732
- 1876 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Tromelin & Lebesconte, p. 626
- 1881 *Bilobites furcifera* (d'Orb.) ; Saporta & Marion, figs 16 et 17
- 1882 *Bilobites furcifera* (d'Orb.) ; Saporta, p. 54-62
- V. 1883 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Lebesconte, Pl. XXI, figs 4, 5, 7, 8 ; Pl. XXII, figs 12, 13, 14, 15
- 1884 *Bilobites goldfussi* (d'Orb.) ; Saporta, fig. 9
- 1884 *Bilobites furcifera* (d'Orb.) ; Saporta, p. 78
- 1884 *Bilobites pseudo-furcifera* Saporta, p. 81
- 1886 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Delgado, p. 54 et 40
- 1887 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Lebesconte, p. 794 et Pl. XXXVI, figs 2 à 5
- 1900 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Bureau, p. 143 et fig. 7, 8
- 1946 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Péneau, p. 74
- 1970 *Cruziana furcifera* d'Orb. ; Seilacher, p. 464

Lectotype. - Figuré par d'Orbigny dans son Atlas du Voyage dans l'Amérique méridionale (1846) Pl. I, fig. 2, et par Saporta (1884), fig. 11.

Collection d'Orbigny déposée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (n° 74). Cochabamba, Bolivie.

Matériel. - Collection d'Orbigny (I. P. M. n° 74 et 75). Très nombreux spécimens des Collections Rouault (Paris), Lebesconte (Nantes) et de l'Institut de Géologie de Rennes.

Gisements. - Espèce très commune sur l'ensemble du Massif Armoricaire, reconnue dans la plupart des gisements étudiés.

Description. - Trace bilobée striée obliquement par rapport à la ride médiane. Les stries sont bifurquées ; avec ou sans sillons longitudinaux.

Cruziana rugosa d'Orbigny, 1842

Pl. 2, fig. 1

- 1842 *Cruziana rugosa* d'Orbigny, p. 30 et Pl. I, fig. 1
- V. 1851 *Fraena prevosti* Rouault, p. 732
- 1876 *Cruziana rugosa* d'Orb., Tromelin & Lebesconte, p. 626
- 1876 *Cruziana prevosti* (Rou.) ; Tromelin & Lebesconte, p. 626
- V. 1883 *Cruziana prevosti* (Rou.) ; Lebesconte, Pl. XXI, fig. 3
- 1886 *Cruziana rugosa* d'Orb. ; Delgado, p. 47 et Pl. VIII ; Pl. IX, fig. 2 ; Pl. X, fig. 2
- 1886 *Cruziana prevosti* (Rou.) ; Delgado, p. 48 et Pl. X, fig. 1 ; Pl. XI, fig. 2 et 3
- 1900 *Cruziana rugosa* d'Orb. ; Bureau, p. 143 et figs 6 et 8
- 1946 *Cruziana rugosa* d'Orb. ; Péneau, p. 73
- 1970 *Cruziana rugosa* d'Orb. ; Seilacher, p. 464

Matériel. - Collection Rouault (Paris) et collection de l'Institut de Géologie de Rennes (I. G. R. 25015, 25017, 25022, 25039, 25043, 25052, 25053, 25067, 25071).

Gisements. - Saint-Aubin-des-Châteaux, Malroche, Herquemoulin, Pointe de Gouin, Kerroux, Morgat. Espèce signalée par les auteurs antérieurs comme étant commune dans le Massif armoricain.

Description. - Trace bilobée striée obliquement à la ride médiane, possédant des corrugations latérales plus ou moins accentuées ; avec ou sans sillons longitudinaux.

Cruziana lefebvrei d'Orbigny 1842

Pl. 2, fig. 3 et 4

- 1842 *Cruziana lefebvrei* d'Orbigny, p. 30
 1851 *Fraena cordieri* Rouault, p. 733
 1876 *Cruziana lefebvrei* d'Orb. ; Tromelin & Lebesconte, p. 626
 ?1883 *Cruziana lefebvrei* d'Orb. ; Lebesconte, Pl. XXI, fig. 6
 1900 *Cruziana lefebvrei* d'Orb. ; Bureau, p. 146
 1946 *Cruziana cordieri* (Rou.) ; Péneau, p. 73

Néotype. - Cette espèce n'a jamais été figurée par d'Orbigny. Je choisis un néotype dans les collections de Rennes (I. G. R. 25010 récolté à Malroche en 1856).

Matériel. - Collection Rouault et Collection de l'Institut de Géologie de Rennes (I. G. R. 25005 et 25010).

Gisements. - Espèce beaucoup moins fréquente que les précédentes : Malroche, environs de Nantes, Laillé, Saint-Aubin-des-Châteaux, Soulvache, ...

Description. - Trace bilobée à stries simples, non bifurquées, avec ou sans sillons longitudinaux.

Cruziana bagnolensis Morière 1878

Pl. 3, fig. 1 et 5

- 1851 non *Crossopodia scotica* Mac Coy, p. 345
 V.1878 *Cruziana ? bagnolensis*, Morière, p. 11-13 et planche du frontispice
 ?1879 *Crossochorda scotica*, Schimper & Schenk, p. 52, fig. 40
 1881 *Crossochorda scotica*, Schimper ; Saporta & Marion, p. 79 et fig. 20
 1886 *Cruziana ? bagnolensis*, Morière ; Delgado, p. 61 ; Pl. XXVIII, fig. 3 ; Pl. XXIX ; Pl. XXX

Matériel. - Collection Morière (Muséum National d'Histoire Naturelle Paris) 1 échantillon ; Collection Rouault : 9 spécimens ; collection générale du Muséum de Paris : 1 spécimen (B-5-145) ; Collection de l'Institut de Géologie de Rennes : 9 spécimens (I. G. R. 25015, 25021, 25149, 25235, 25236, 25237, 25238, 25239, 25241).

Gisements. - Saint-Aubin-du-Cormier, Bagnoles de l'Orne, ...

Description. - Trace bilobée de faible largeur (centimétrique) et de longueur variable, striée obliquement par rapport à la ride médiane ; absence de sillons longitudinaux.

Discussion. - Cette petite trace bilobée a été décrite par J. Morière en 1878 dans le Grès armoricain de Bagnoles de l'Orne. Il est probable que la forme attribuée par W. P. Schimper & A. Schenk (1879) au genre *Crossochorda* appartienne à *C. bagnolensis*. Sa petite taille, l'absence de corrugations latérales et de sillons longitudinaux la différencient des autres espèces de *Cruziana*. Les échantillons observés présentent uniquement cette petite forme qui ne semble donc pas associée aux espèces de *Cruziana* décrites par ailleurs. Comme le souligne A. Seilacher (1970, p. 456) des petits Arthropodes autres que les Trilobites, des Annélides et des Gastéropodes peuvent être responsables de traces similaires. Il n'est pas exclu que cette trace soit le résultat du déplacement d'organismes différents de ceux qui sont à l'origine des autres espèces de *Cruziana*.

Ichnogenus *DAEDALUS* Rouault, 1851Ichnoespèce-type *Daedalus desglandi* Rouault, 1851

Cette espèce n'ayant pas été figurée par M. Rouault, je désigne un lectotype (Pl. 6 fig. 8) dans la collection Marie Rouault (I. P. M. Paris).

- V. 1851 *VEXILLUM* Rouault p. 733
- V. 1851 *DAEDALUS* Rouault p. 736
- V. 1851 *HUMILIS* Rouault p. 738
- 1864 *VEXILLUM* Rou. ; Salter p. 10 et fig. 2
- 1864 *DAEDALUS* Rou. ; Salter p. 10
- 1876 *VEXILLUM* Rou. ; Tromelin & Lebesconte p. 627
- 1876 *DAEDALUS* Rou. ; Tromelin & Lebesconte p. 628
- 1882 *VEXILLUM* Rou. ; Saporta p. 69
- 1883 *VEXILLUM* Rou. ; Rouault p. 47
- 1883 non *HUMILIS* Lebesconte p.
- V. 1883 *VEXILLUM* Rou. ; Lebesconte
- 1886 *VEXILLUM* Rou. ; Delgado p. 83
- 1887 *VEXILLUM* Rou. ; Lebesconte p. 795
- 1900 *VEXILLUM* Rou. ; Bureau p. 150
- 1946 *VEXILLUM* Rou. ; Péneau p. 81
- 1955 *DAEDALUS* Rou. ; Lessertisseur p. 73
- 1971 *DAEDALUS* Rou. ; Lessertisseur

Description. - Ichnogénre polymorphe regroupant des formes dont les caractéristiques principales résident dans la présence d'un axe skolithiforme et de traverses (appelées autrefois fronde, limbe, ...). L'axe à partir duquel se forme la structure est rarement visible. Il est le plus souvent orthogonal à la surface de stratification. Les traverses composent l'essentiel de la structure et s'étendent dans le sédiment au travers des trois plans de l'espace (terrier sacciforme). C'est le mode d'enroulement autour de l'axe qui détermine les espèces.

Discussion. - Trois genres distincts ont été créés à l'origine par M. Rouault (1851) pour ces formes :

Vexillum pour les formes simples (isolées),

Daedalus pour les formes groupées et anastomosées

Humilis pour l'apparence de ces formes en coupe transversale.

Les analogies entre ces trois formes furent mentionnées par G. de Tromelin & P. Lebesconte (1875) et admises par M. Rouault (1883) qui ne conserva que le terme *Vexillum*. En 1906, C. J. Sarle substitua *Daedalus* à *Vexillum* qui avait déjà été employé par Bolten (Röding) en 1798 pour désigner un gastéropode. Cette priorité ne fut pas retenue dans certaines études systématiques ultérieures (Thoral, Péneau, ...) ni dans la plupart des travaux, même récents, de géologie régionale.

Dans ses notes (publiées par P. Lebesconte en 1883) M. Rouault a non seulement réuni *Vexillum*, *Daedalus* et *Humilis* en un seul genre mais il a aussi considéré que *V. desglandi*, *V. labechei* et *V. halli* n'étaient ... " que des états différents d'une seule et même espèce..." (p. 49). Son argumentation basée sur leur interprétation en tant que végétal n'est pas claire. Ces trois espèces sont pourtant suffisamment distinctes pour que, à l'exemple de J. F. N. Delgado (1886, p. 84), P. Lebesconte (1887), E. Bureau (1900) et J. Péneau (1946) continuent à les séparer. Les modes d'enroulement et les morphologies qui en découlent sont réellement spécifiques et justifient à mon avis cette distinction.

En ce qui concerne l'espèce-type *D. desglandi* je ne l'ai nulle part rencontrée dans le Grès armoricain. Elle existe dans la Formation de Pont-Réan (j'ai pu la voir à Trekouet, dans la forêt de Paimpont), où elle est uniquement localisée d'après les auteurs anciens (Rouault, Lebesconte, ...). Faut-il attribuer à cette espèce une valeur stratigraphique ou une valeur faciétale ? Le problème restera sans doute posé tant qu'une étude sédimentologique détaillée de la Formation de Pont-Réan n'aura pas été réalisée.

Interprétation. - Ce genre a surtout été interprété comme un végétal (Rouault, 1851, 1883 ; Delgado, 1886 ; ...) ou classé parmi les Spongiaires (Lebesconte, 1883, 1887) (voir pour plus de détails, J. Lessertisseur, 1971). Les descriptions morphologiques sont d'ailleurs significatives ; le tube skolithiforme est appelé *tige* ou *rachis* et les traverses, *fronde* ou *palme*. L'hypothèse de C. J. Sarle (1906), suivant laquelle *Daedalus* serait un terrier complexe surcreusé, résultant du déplacement successif d'un tube (ou d'un tunnel) dans le sédiment est apparue comme la seule vraisemblable (Seilacher, 1953, 1964 ; Lessertisseur, 1955, 1971, 1972 ; Häntzschel, 1962, 1975 ; Baldwin, 1976).

Les différentes observations effectuées à partir des échantillons des collections M. Rouault (Paris), P. Lebesconte (Nantes), et de l'Institut de Géologie de Rennes et à partir du matériel prélevé dans les gisements à *Daedalus* ont confirmé l'interprétation de Sarle. Les diverses structures de *Daedalus* résultent réellement du surcreusement d'un tube creusé par un animal vermiforme. Pourtant, dans son travail C. J. Sarle propose une origine commune pour *Arthropycus* et *Daedalus* ce qui paraît peu vraisemblable pour les formes armoricaines (cf. interprétation d' *Arthropycus*).

Daedalus halli (Rouault 1851)

Pl. 5, fig. 1, 2, 4 et Pl. 6, fig. 1, 2, 3, 4

- V. 1851 *Vexillum halli* Rouault
- 1851 *Daedalus newtoni* Rouault
- 1883 *partim Vexillum desglandi* Rou. ; Rouault, p. 57
- 1881 *Eophyton morieri* Saporta & Marion, p. 81 et fig. 21 B
- 1884 *Vexillum morieri* (Saporta & Marion) ; Saporta, p. 40 et Pl. XII, fig. 2
- 1886 *Vexillum halli* Rou. ; Delgado, p. 86 et Pl. XI, fig. 1, 3, 5
- 1886 *Vexillum* cf. *morieri* Sap. ; Delgado, p. 87 et Pl. XI, fig. 4
- 1887 *Vexillum halli* Rou. ; Lebesconte, p. 797
- 1887 *Vexillum newtoni* Rou. ; Lebesconte, p. 797
- 1900 *Vexillum halli* Rou. ; Bureau, p. 153 et fig. 15
- 1946 *Vexillum halli* Rou. ; Péneau, p. 83 et Pl. I, fig. 5, 6
- 1955 *Daedalus halli* (Rou.) ; Lessertisseur, Pl. IX, fig. 9
- 1971 *Daedalus halli* (Rou.) ; Lessertisseur, Pl. I, fig. 4 et Pl. II, fig. 2, 3
- 1976 *Daedalus desglandi* (Rou.) ; Baldwin, Pl. 39, fig. 1 à 5

Lectotype. - Cette espèce n'ayant pas été figurée à l'origine, j'ai choisi un lectotype (Pl. 5, fig. 1) dans la collection M. Rouault déposée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

Matériel. - Collection Rouault (I. P. M. Paris) : 24 échantillons ; collections de l'Institut de Géologie de Rennes : 31 échantillons ; et collection Lebesconte déposée au Muséum de Nantes.

Gisements. - L'espèce a été signalée dans l'ensemble du Massif armoricain. Je l'ai particulièrement rencontrée dans la Presqu'île de Crozon (Pointes de Pen-Hir, de Dinan et de Kerroux), ainsi qu'à Malroche et Saint-Malo-de-Phily, sur l'ensemble de la formation (mais plus particulièrement dans le Grès armoricain inférieur).

Description. - Les traverses présentent une légère courbure et l'ensemble de la structure a une forme conique marquée. Les cônes peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres et sont souvent disposés les uns contre les autres en position *tête-bêche* (Pl. 6, fig. 3). En section transversale l'épaisseur de la structure ne dépasse pas quelques millimètres mais les éléments se recoupent et s'emmêlent indiquant un affouillement intense. En coupe verticale le litage est tranché par les traces verticales de la structure (pouvant être parfois confondues avec *Skolithos*) qui sont associées deux à deux et inclinées de manière divergente.

Reconstruction et interprétation. - Pour l'espèce *D. halli* le surcreusement du terrier s'effectue dans un plan subvertical. Le tube est rectiligne mais son axe est légèrement diver-

gent dans le sédiment par rapport à la normale aux surfaces de stratifications. L'une des extrémités du tube parcourt un chemin moins important que l'autre. Le surcreusement s'effectue en effet à partir d'une extrémité peu mobile (fig. 30) évitant à l'animal de recreuser entièrement tout le tube puisqu'il réutilise dans ce cas, une partie du tube creusé précédemment. Cette extrémité peu mobile engendre pour l'autre extrémité un petit cercle de révolution ou, lorsque l'extrémité peu mobile se déplace verticalement, un trajet conique (Pl. 6, fig. 1, 2). La forme conique observée pour *Vaedralus halli* résulte de ces mouvements différentiels des deux extrémités du tube.

A l'intérieur des traces, les coupes transversales révèlent des petits arcs millimétriques emboîtés (fig. 28) montrant les étapes successives du déplacement du tube parfois visible à l'extrémité des traces (fig. 28 et 29).

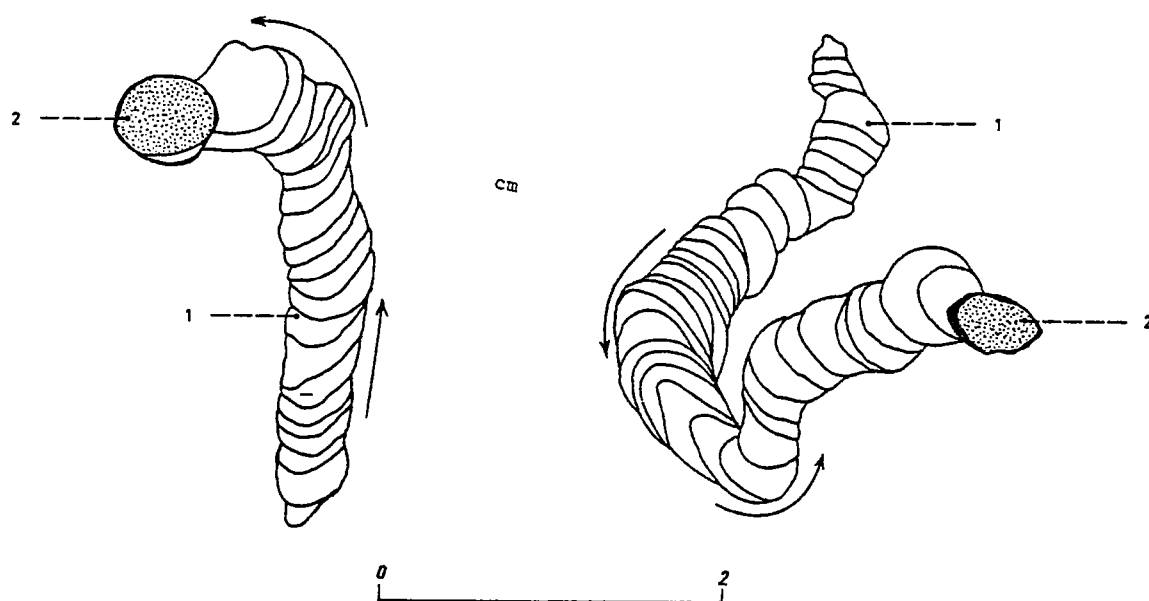


Fig. 28. - Sections transverses de *Vaedralus halli*
1 : arc millimétrique constituant les traverses ; 2 : position finale du tube
Les flèches indiquent le sens de surcreusement.

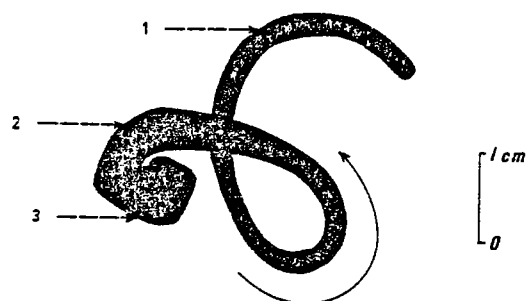


Fig. 29. - Section transverse de *Vaedralus halli* (échantillon de la Collection Lebesconte, Muséum de Nantes) montrant l'élargissement de la trace au fur et à mesure du surcreusement
1 : traverses ; 2 : accroissement de la largeur des traverses ; 3 : position finale du tube.

Dans la plupart des cas, la largeur de la trace s'accroît progressivement à partir de la position originelle du tube ce qui suggère une croissance de l'ichnopofète (fig. 29 et Pl. 5, fig. 4). Cette différence de largeur n'est pas toujours bien marquée et semble liée à la longueur de la trace : lorsque la croissance est bien enregistrée dans le sédiment, le déplacement est plus court mais la hauteur des structures est plus grande ; dans le cas contraire le déplacement est plus long et les structures sont moins hautes. J'ai pu observer que dans des conditions hydrodynamiques instables (sédimentation épisodique) la taille des cônes est moins importante que dans les mi-

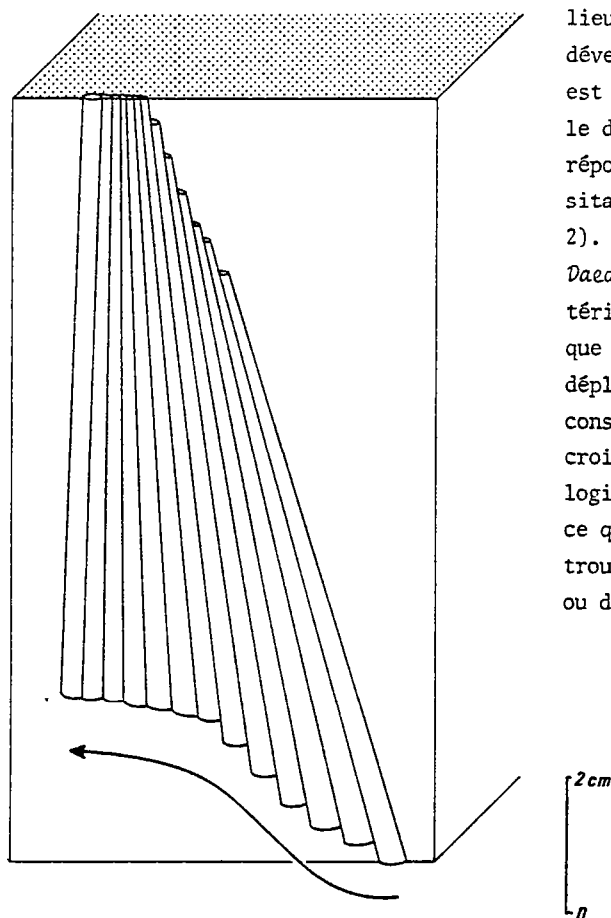


Fig. 30. - Reconstitution du mode de surcreusement de *Daedalus halli*.

lieux plus stables (e. g. pointe de Kerroux). Le développement de la structure dans le sédiment est donc fonction des conditions de milieu, et le déplacement vertical est principalement une réponse à de légers apports sédimentaires, nécessitant un réajustement du terrier (Pl. 6, fig. 2).

Daedalus halli présente beaucoup plus les caractéristiques d'un terrier d'habitation (*Domichnia*) que de galeries de nutrition (*Fodinichnia*). Le déplacement du tube dans le sédiment n'est pas consécutif à un comportement nutritionnel mais à la croissance de l'ichnopoïète ou à la nécessité biologique de se maintenir à la surface du sédiment ce qui est confirmé par le fait que *D. halli* se trouve fréquemment dans des grès blancs, pauvres ou dépourvus de matière organique.

Daedalus labechei (Rouault 1851)

Pl. 5, fig. 3, 5, 6, 7 et Pl. 6, fig. 5, 6, 7

- V. 1851 *Vexillum labechei* Rouault, p. 736
- 1883 *partim Vexillum desglandi* Rou. ; Rouault, p. 57
- V. 1955 *Daedalus labechei* (Rou.) ; Lessertisseur, Pl. IX, fig. 2-3
- 1971 *Daedalus labechei* (Rou.) ; Lessertisseur, Pl. I, fig. 2
- 1976 *Daedalus labechei* (Rou.) ; Baldwin, p. 124 et Pl. 40, fig. 2

Lectotype. - Cette espèce n'ayant pas été figurée à l'origine, j'ai choisi un lectotype dans la collection M. Rouault déposée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

Matériel. - Collection Rouault (I. P. M. Paris) : 4 spécimens ; Collections de l'Institut de Géologie de Rennes ; I. G. R. 25200 (environs de Bain), 25201 (Rocher d'Uzel), 25202, 25203, 25204, 25205, 25215, 25145 (Pointe de Dinan), 25146 (Pointe de Dinan), 25147, 25148 ; Collection Saporta : I. P. M. 16333 (Paimpont).

Gisements. - Extension plus limitée que *D. halli* ; j'ai rencontré cette forme en Normandie (Vignats) et dans la presqu'île de Crozon (Pointes de Dinan, de Kerroux et de Morgat).

Description. - Forme dite *en nappe*. La structure faiblement développée en largeur (quelques millimètres) et de profondeur décimétrique, est toujours orthogonale aux surfaces inférieure et

supérieure de stratification. Les traverses, rectilignes dans leur partie supérieure, s'incurvent et deviennent tangentes à la base de la structure. Le tube, de diamètre millimétrique, est rarement conservé.

Reconstruction et interprétation. - Cette forme a été précédemment étudiée sur des échantillons de collections et non, en place, à l'intérieur des bancs, ce qui a conduit à l'interpré-

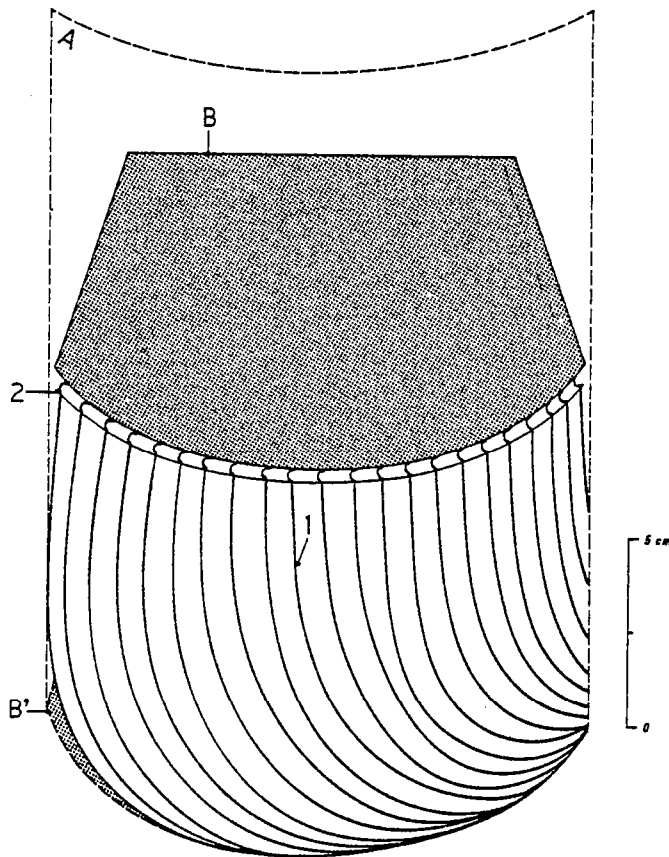


Fig. 31. - Géométrie de la structure de *Daedalus labechei*

A : plan vertical courbe ; B et B' : plans horizontaux contenant la structure ; 1 : traverses en section verticale ; 2 : traverses en section horizontale indiquant le sens de déplacement du terrier.

ter comme un tube en J surcreusé verticalement en mode protusif et rétrusif (Lessertisseur, 1955, 1971, 1972).

Le surcreusement du terrier s'effectue dans un plan vertical courbe mais les caractéristiques des traverses, lorsque la structure est en place (Pl. 6, fig. 7), indiquent un déplacement latéral dans le sédiment sans variation verticale de la position du tube. Les traverses deviennent courbes et convergentes à la base de la structure et non sur l'un de ses côtés. Le terrier reste toujours contenu entre les deux mêmes plans horizontaux inférieur et supérieur (fig. 31). La forme a typiquement un tracé semi-circulaire marqué mais de nombreuses variantes sont observables avec parfois une forte sinuosité (Pl. 5, fig. 3 ; Pl. 6, fig. 5, 6 et fig. 32). Le tube, de forme courbe, est difficilement visible.

Les caractéristiques de la structure supposent un mode de surcreusement et une activité biologique différentes de ceux de *D. halli*. Les traces du terrier laissent apparaître en section transverse, comme pour *D. halli*, des arcs millimétriques emboîtés (fig. 33) correspon-

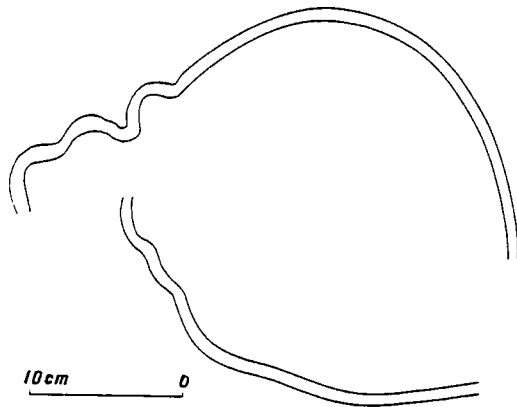


Fig. 32. - Déplacement courbe à sinueux de *Daedalus labechei* (sections transverses).

dant au déplacement successif du tube dans le sédiment. Par contre la largeur de la trace ne s'élargit pas au fur et à mesure de la progression. Il n'y a pas de rotation autour d'une extrémité du tube. La partie inférieure convergente suppose pourtant qu'une partie du tube est réutilisée lors de chaque étape du surcreusement. Trois possibilités sont envisageables pour le mode de surcreusement (fig. 34) :

- la partie principale du terrier est une galerie linéaire horizontale localisée dans le sédiment à la base de la structure. Cette galerie est reliée à la surface par un tube vertical. Le déplacement s'effectue alors par prolongement de la galerie horizontale et par construction d'un nouveau tube vertical effaçant le précédent
- la galerie d'habitation est un tube courbe en forme de J à une seule ouverture, qui est successivement surcreusé (Lessertisseur, 1971). Le mode de surcreusement n'est pas protusif ou rétrusif mais latéral
- la dernière possibilité est une variante de la première et inspirée de l'hypothèse de A. Seilacher (1967 b) pour expliquer le genre *Dictyodora*. L'animal à l'origine de la trace possède un siphon et occupe une galerie linéaire basale. Il communique avec la surface par le siphon et les traverses sont l'enregistrement des positions successives du siphon.

Il me paraît actuellement difficile d'écarter l'une ou l'autre de ces explications. Toutefois, il est important de souligner la grande similitude des formes *Dictyodora* et *Daedalus labechei* ce qui infère probablement un comportement similaire. Comme *Dictyodora* (cf. Seilacher, 1967 b ; Benton & Trewin, 1980), *D. labechei* possède les caractéristiques de galeries de nutrition (*Fodinichnia*) construites par des limivores à la recherche de nourriture.

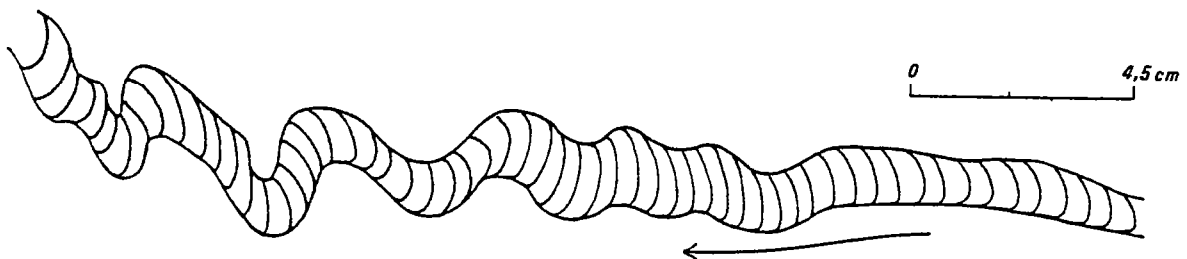


Fig. 33. - Section transverse horizontale de *Daedalus labechei* montrant les phases successives de surcreusement.

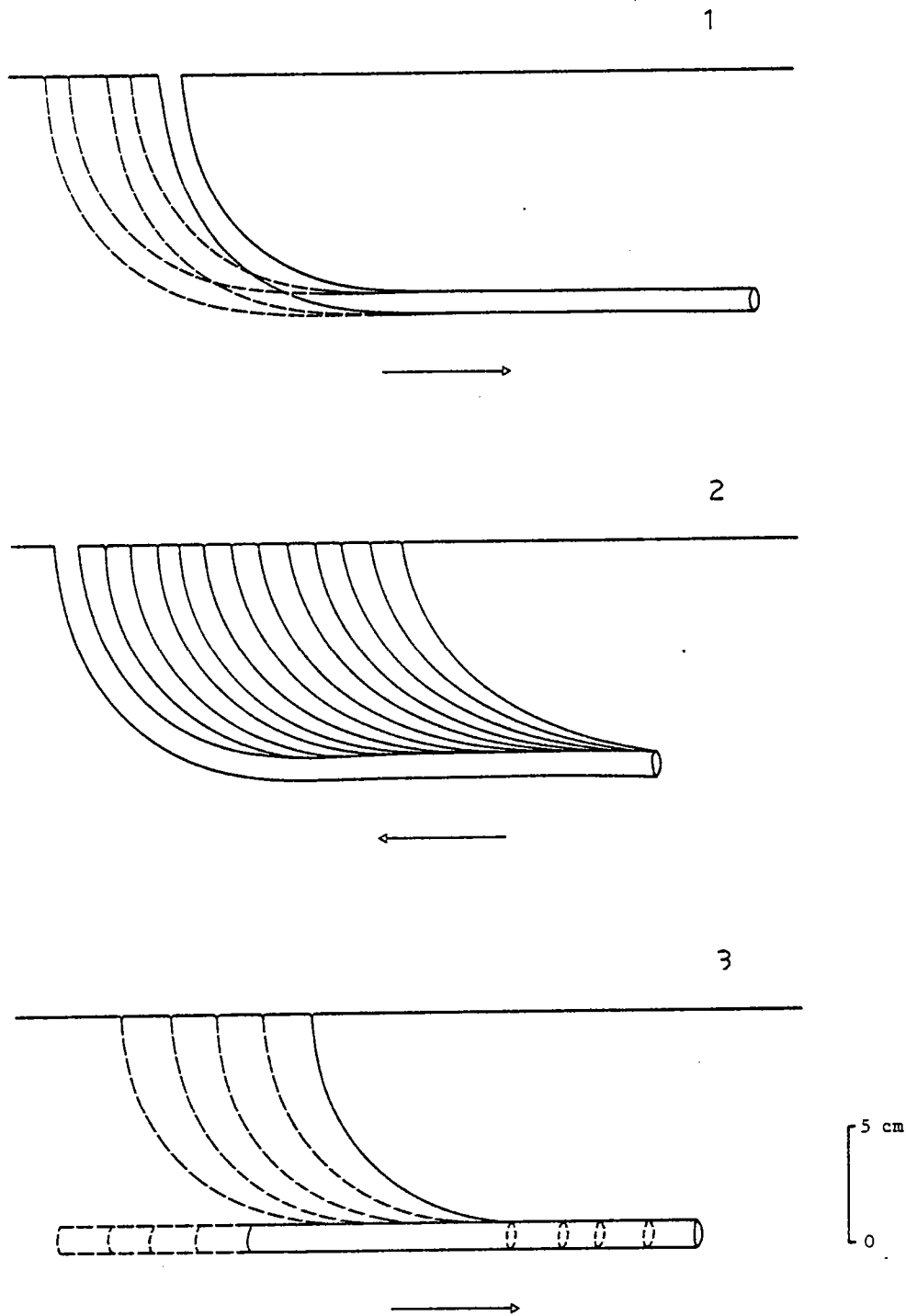


Fig. 34. - Différentes hypothèses envisageables pour le surcreusement de *Daedalus labechei*
 1 : galerie linéaire horizontale reliée à la surface par un tube vertical
 2 : tube en J
 3 : galerie linéaire horizontale avec siphon.

Ichnogenus *DIDYMAULICHNUS* Young 1972Ichnoespèce-type *Didymaulichnus lyelli* (Rouault) 1851

- 1851 partim *FRAENA* Rouault, p. 732
 1878 *ROUAULTIA* Tromelin, p. 498
 1900 *ROUAULTIA* Trom. ; Bureau, p. 146
 1946 *ROUAULTIA* Trom. ; Péneau, p. 76
 1955 *FRAENA* Rou. ; Lessertisseur, p. 44
 1962 *ROUAULTIA* Trom. ; Häntzschel, W 212
 1972 *DIDYMAULICHNUS* Young, p. 10
 1975 *DIDYMAULICHNUS* Young ; Häntzschel, W 61
 1976 *DIDYMAULICHNUS* Young ; Hakes, p. 25

Description. - Trace bilobée, lisse, généralement préservée en hyporelief convexe. Une ride centrale sépare deux lobes de dimensions égales.

Discussion. - Le genre *Rouaultia* a été établi par G. de Tromelin en 1878 pour l'une des diverses formes (*Fraena lyelli*) placée par M. Rouault (1851) dans le genre *Fraena* (cf. discussion ichnogen. *Fraena*). Ce nom a été utilisé antérieurement pour un gastéropode du Tertiaire (Bellardi, 1877) et bien qu'il soit actuellement placé en synonymie avec *Cochlespira* Conrad, 1865, il ne peut être employé pour une trace fossile. *Rouaultia* (de Tromelin) n'est donc pas conservé et c'est le genre *Didymaulichnus* créé par Young (1972) pour le remplacer qui est actuellement utilisé. *Rouaultia* a été placé par erreur en synonymie avec *Fraena* (voir par exemple Lessertisseur, 1955, p. 44) à la suite du travail de J. F. N. Delgado (1886), malgré les rectifications ultérieures de L. Bureau (1900) et de J. Péneau (1946). Estimant, contrairement à G. de Tromelin, qu'il s'agissait de végétaux et non de traces fossiles, J. F. N. Delgado a maintenu le genre *Fraena* pour les pistes bilobées lisses. L'origine animale de ces deux genres ne fait plus maintenant de doute et les deux genres doivent être séparés. *Fraena* comprend seulement des traces unilobées, et *Didymaulichnus* (= *Rouaultia*), des traces bilobées lisses.

Didymaulichnus lyelli (Rouault) 1851

Pl. 4, fig. 2 et 5

- 1851 *Fraena lyelli* Rouault, p. 732
 1876 *Cruziana lyelli* (Rou.) ; Tromelin & Lebesconte, p. 626-627
 1878 *Rouaultia lyelli* (Rou.) ; Tromelin, p. 498
 1883 *Cruziana lyelli* (Rou.) ; Lebesconte, p. 67
 1883 *Cruziana rouaulti* Lebesconte, p. 67
 1900 *Rouaultia lyelli* (Rou.) ; Bureau, p. 147 et fig. 11
 1900 *Rouaultia rouaulti* (Leb.) ; Bureau, p. 148
 1946 *Rouaultia lyelli* (Rou.) ; Péneau, p. 76, Pl. V, fig. 3 et Pl. VII, fig. 2
 1976 ? *Fraena lyelli* Rou. ; Baldwin, p. 89, Pl. 18 et 19

Lectotypes. - Aucun type n'ayant été désigné par Rouault, je choisis un lectotype provenant de la collection Rouault du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (Pl. 4, fig. 5).

Matériel. - 2 échantillons des collections Marie Rouault (I. P. M. Paris), 1 spécimen de la collection Lebesconte (Muséum de Nantes), 1 spécimen provenant du Membre moyen de la pointe du Gouin dans la presqu'île de Crozon (I. G. R. 25191).

Gisements. - Membres moyen et supérieur du Grès armoricain à la pointe du Gouin. Signalé également à Guichen, Gauné, Plélan (Rouault), à Redon et Pont-Réan (Lebesconte), à St Aubin-des-Châteaux, à Châteaubriant (Tromelin & Lebesconte, Bureau, Péneau) et à Angers, dans la Tranchée des Granges (Péneau).

Description. - Fine trace bilobée, droite à sinueuse. La longueur peut dépasser le décimètre mais la largeur est généralement inférieure à 15 mm. De légers sillons longitudinaux apparaissent habituellement le long des lobes.

Discussion. - J'ai réuni, dans cette espèce, *D. lyelli* (Rouault 1851) et *D. rouaulti* (Lebesconte 1883). Deux critères ont été utilisés par P. Lebesconte (1883, p. 67) pour séparer les deux espèces : l'existence de sillons longitudinaux et une origine différente (animale pour *D. lyelli*, végétale pour *D. rouaulti*). Sur les spécimens de *D. lyelli* de la collection Rouault, de fins sillons longitudinaux existent, bien que faiblement marqués, et disparaissent par endroits le long de la trace. Pour les mêmes raisons que pour *Cruziana*, je ne retiens pas ce caractère pour la différenciation des ichnoespèces. D'autre part, l'origine animale des deux traces séparées par P. Lebesconte est maintenant indiscutable. Il m'a donc semblé inutile de maintenir une distinction entre deux formes morphologiquement aussi voisines.

Des bilobites apparemment lisses ont été souvent rapportés à *D. rouaulti* : c'est le cas de *Fraena* cf. *rouaulti* (Delgado, 1886, Pl. XXXII), *Fraena rouaulti* (Lessertisseur, 1955, fig. 25 B et Pl. VI, fig. 5), *Rouaultia rouaulti* (Crimes, 1970, Pl. 9 C) (voir aussi Pl. 4, fig. 1 et 7, échantillons de la collection Marie Rouault, I. P. M., Paris). Leur largeur est généralement plus importante que celle des formes typiques de *D. lyelli*, qui sont toutes de petite taille. D'autre part, de très légères striations sont souvent visibles sur les lobes (ce qui a permis à T. P. Crimes, 1970, p. 56 de les interpréter comme des traces de trilobites). Une certaine prudence est nécessaire vis-à-vis de ces formes atypiques, car elles peuvent correspondre à des bilobites striés (*Cruziana*) mal préservés. Dans ce cas les caractères morphologiques justifiant la détermination ne traduisent pas un comportement ou une origine spécifique et donc n'autorisent pas l'utilisation d'une dénomination ichnologique particulière.

Interprétation. - La petite taille, la régularité de la trace et l'absence d'ornementation transverses plaideraient en faveur d'une trace de pacage de petits gastéropodes.

Ichnogenus *DIMORPHICHNUS* Seilacher 1955

Dimorphichnus sp.

Matériel et gisement. - Grès armoricain inférieur et Membre de Congrier à St Aubin-des-Châteaux (I. G. R. 25135, 25136, 25139) ; Grès armoricain inférieur de Malroche ; Membre du Gador et Grès armoricain supérieur de la Pointe du Gouin (associé avec *Cruziana*).

Description. - Faisceaux de stries habituellement asymétriques disposés à la surface des bancs.

Interprétation. - Selon A. Seilacher (1955), ces traces sont laissées par les appendices de trilobites lors de mouvements latéraux.

Ichnogenus *DIPLOCRATERION* Torell 1870

Ichnoespèce-type *Diplocraterion parallelum* Torell 1870

Les synonymies de *Diplocraterion* ont été discutées précédemment par R. Goldring (1962), A. Seilacher (1963), R. G. Osgood (1970), R. W. Knox (1973), et F. T. Fürsich (1974 b).

Description. - Tube vertical, en forme de U, à traverses. Les traverses sont concaves.

Discussion. - Malgré la définition originelle de O. M. Torell, la présence d'entonnoirs n'est pas ici considérée comme un caractère de détermination générique. En effet, leur préservation dépend des conditions d'énergie du milieu et non d'un comportement particulier. Ce caractère a pourtant été retenu par F. A. Bather (1927), K. Mägdefrau (1932), J. Lessertisseur (1955) et R. G. Osgood (1970). Mais son ambiguïté a déjà été soulignée par A. H. Westergård (1931), R. Goldring (1962), W. Häntzschel (1962, 1975), A. Seilacher (1963) et plus récemment par R. W. Knox (1973) et F. T. Fürsich (1974 b).

R. W. Knox (1973, p. 134-135) distingue *Diplocraterion* et *Corophioides* par le mode de

construction des traverses. Les traverses contenues dans le plan de la structure et se rejoignant à leurs extrémités caractérisent *Diplocraterion*, tandis que les traverses se développant bidirectionnellement en une structure emboîtée de type U en U déterminent l'ichnogenre *Corophioides*. Dans une revue très détaillée des tubes verticaux en forme de U, F.T. Fürsich (1974 b) réfute ces définitions et considère les deux ichnogenres comme synonymes sur la base d'une forme intermédiaire découverte par Knox lui-même (*in* Fürsich, p. 954). La signification biologique de ces deux variétés de traverses apparaît suffisamment importante pour justifier une étude détaillée de cette forme intermédiaire. En effet, les traverses de type *Diplocraterion* sont l'enregistrement dans le sédiment d'un réajustement biologique en réponse à des phases successives de sédimentation et d'érosion (Goldring, 1962, 1964, 1971). L'emboîtement des traverses de type *Corophioides* et l'augmentation de leur taille dans les trois dimensions de l'espace traduisent les stades successifs de croissance de l'organisme (Knox, 1973). Cette différence fondamentale dans le mode de construction des traverses justifie à mon avis, le maintien d'une distinction entre les deux genres.

Seul l'ichnogenre *Diplocraterion* (s. s.) est représenté dans le Grès armoricain.

Interprétation. - Réajustement de terriers d'habitation de suspensivores en réponse aux conditions de milieu (cf. Goldring, 1962, 1964).

Diplocraterion parallelum Torell 1870

Pl. 9, fig. 1, 3 et 5

A la liste publiée par F. T. Fürsich (1974 b), il faut ajouter pour le Massif Armoricaïn :

1976 *Corophioides* (?) *luniformis* (Blanckenhorn) ; Baldwin, p. 126 et Pl. 37, fig. 1, Pl. 38, fig. 1, 2, 3

Matériel. - Spécimens provenant de Kerroux (Presqu'île de Crozon, Finistère) : deux coupes verticales (I. G. R. 25101, 25102). Deux coupes transversales (I. G. R. 25103, 25104) et plusieurs centaines d'exemplaires *in situ*.

Gisements. - Toit du Membre intérieur et base du Membre moyen de la Formation du Grès armoricain dans la presqu'île de Crozon : à Pen-Hir, au Grand Gouin (Camaret), à Kerroux et à Morgat ; Membre supérieur, à Pen-Hir.

Description. - Trois coupes verticales, suivant le plan du U, ont pu être étudiées. L'une d'entre elles (Pl. 9, fig. 1), observée *in situ* à Morgat, montre les traverses protrusives et l'empreinte du tube sur le pourtour du spécimen. L'absence de toute particularité morphologique et la simplicité du tube ne laissent planer aucun doute quant à l'appartenance de cette forme à *Diplocraterion parallelum*. En section les traverses, de forme concave, se distinguent grâce à leurs teintes sombres. Le sédiment est perturbé autour de la structure. Aucune embouchure en entonnoir ni aucune forme rétrusive n'ont été trouvées.

La plus grande trace mesurée atteint une profondeur de 20,3 cm et une largeur de 7 cm. Les diamètres des tubes peuvent varier entre 0,4 et 1 cm. A l'affleurement, les sections transverses horizontales se détachent à la surface des strates sous forme d'impressions épichniales.

Discussion. - C. T. Baldwin (1976, p. 126) rapporte ces formes à *Corophioides* (?) *luniformis* (Blanckenhorn) en les comparant à celles décrites par R. G. Osgood (1970, p. 320-321). Il envisage pourtant le même mécanisme de construction des traverses que celui discuté par R. Goldring (1962). Dans la mesure où l'absence d'embouchures en entonnoirs n'est pas considérée ici comme caractéristique de l'ichnogenre *Diplocraterion*, la forme simple sans entonnoirs

Corophioides luniformis n'est pas justifiée. Les synonymies de *C. luniformis* in R. G. Osgood ont été évoquées par R. W. Knox (1973) et F. T. Fürsich (1974 b).

Ichnogenus *FRAENA* Rouault 1851 *restrict* Tromelin & Lebesconte

Ichnoespèce-type *Fraena sainthilairei* Rouault 1851

- 1851 partim *FRAENA* Rouault
- 1876 *FRAENA* Rou. ; Tromelin & Lebesconte, p. 627
- 1883 *FRAENA* Rou. ; Lebesconte, p. 61
- 1886 non *FRAENA* ; Delgado, p. 66 et 68
- 1900 *FRAENA* Rou. ; Bureau, p. 148
- 1946 *FROENA* Rou. ; Péneau, p. 77
- 1955 non *FRAENA* Rou. ; Lessertisseur, p. 44 et fig. 25 B
- 1962 *FRAENA* Rou. ; Häntzschel, W 193
- 1975 *FRAENA* Rou. ; Häntzschel, W 62
- 1976 non *FRAENA* Rou. ; Baldwin, 1976, p. 89

Description. - Trace unilobée, horizontale, hémicylindroïde, non ramifiée. Les flancs sont droits, abrupts et sans sillons longitudinaux.

Discussion. - Sous cette dénomination générique, Rouault a décrit à la fois des traces unilobées et bilobées. Tenant compte de l'ichnogenre *Cruziana* d'Orbigny (pistes bilobées à stries), G. de Tromelin et P. Lebesconte (1876, p. 626-627) ont restreint *Fraena* aux traces unilobées décrites en premier (*F. Sancti-Hilairei*). G. de Tromelin (1878, p. 501) a par ailleurs créé le genre *Rouaultia* pour des pistes bilobées lisses (cf. *Didymaulichnus*). En décrivant sous le nom de genre de *Fraena*, des pistes bilobées lisses, J. F. N. Delgado (1886, p. 65-69) a induit en erreur un certain nombre d'auteurs postérieurs (e. g. Lessertisseur, 1955 ; Baldwin, 1976, ...). *Fraena* est morphologiquement proche d'*Arthropycus*. Il s'en distingue par une section semi-circulaire plus aplatie, des flancs abrupts et une absence totale de ramifications. Cet ichnogenre est pour l'instant monospécifique.

Fraena sainthilairei Rouault 1851

Pl. 4, fig. 6

- 1851 *Fraena Sancti-Hilairei* Rouault, p. 731
- 1876 *Fraena Sainthilairei* Rou. ; Tromelin & Lebesconte, p. 627
- 1883 *Fraena rouaulti* (Lebesconte)
- 1886 non *Fraena lyelli* Rou. ; Delgado, p. 68, 69 et pl. XXVIII, fig. 1
- 1886 non *Fraena* cf. *rouaulti* (Leb.) ; Delgado, p. 66 et 67 et pl. XXXII
- 1900 *Fraena Saint-Hilairei* Rou. (em) ; Bureau, p. 148 et fig. 12
- 1946 *Froena Saint-Hilairei* Rou. ; Péneau, p. 77

Lectotype. - Aucun type n'ayant été désigné par Rouault, je choisis un lectotype dans la collection Rouault déposée au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (Pl. 4, fig. 6).

Matériel. - Deux échantillons avec plusieurs traces, collection Marie Rouault (Muséum d'Histoire Naturelle de Paris).

Gisements. - L'espèce a été signalée à St Aubin-des-Châteaux (Rouault, Bureau), à Soulvache (Tromelin & Lebesconte, Bureau), à Guichen, Gauné, Tailly (Rouault) et dans la tranchée des Granges à Angers (Couffon in Péneau).

Description. - Faiblement sinueuse, cette trace unilobée peut comporter d'épais sillons transverses et un sillon central faiblement cintré. La largeur de la trace dépasse rarement 15 mm tandis que la longueur atteint plusieurs dizaines de centimètres (près d'un mètre d'après L. Bureau).

Ichnogenus *IMBRICHNUS* Hallam 1970Ichnoespèce-type *Imbrichnus wattonensis* Hallam 1970*Imbrichnus wattonensis* Hallam 1970

Pl. 9, fig. 7; 8 et 9

Gisement. - Le Vorroc'h près de la pointe de Pen-Hir ; grande surface inférieure de banc exposée à l'ouest, face à la mer, dans le Grès armoricain inférieur.

Description. - Innombrables traces subhorizontales unilobées, courbes à sinueuses ; largeur : de 1 à 2,5 cm ; longueur : de quelques centimètres à plus de 30 cm. Bien que la plupart des ornements transverses soient effacés par l'érosion, certaines traces laissent voir, sans ambiguïté, de légers bourrelets courbes peu épais, imbriqués de façon caractéristique. Ces formes sont visibles en hyporeliefs positifs dans du matériel quartzitique.

Discussion. - Ces traces ont été décrites pour la première fois dans le Jurassique anglais par A. Hallam (1970). Il semble que ce soit la première fois qu'elles sont décrites dans une formation stratigraphiquement aussi ancienne que le Grès armoricain. Pourtant les caractères sont similaires et permettent de rapprocher les deux formes.

Interprétation. - La forme et l'ornementation de la trace plaident dans le sens de l'interprétation suggérée par A. Hallam, c'est-à-dire le déplacement successif d'un bivalve à la surface du sédiment par extension du pied.

Ichnogenus *LINGULICHNITES* Szmuc & al. 1976*Lingulichnites* sp.

Pl. 9, fig. 2 et 4

Matériel. - Un galet (I. G. R. 25189) récolté à la pointe de Kerroux provenant probablement du Grès armoricain inférieur et possédant à la fois des hyporeliefs convexes et des épireliefs concaves. Nombreux spécimens *in situ*.

Gisements. - Pointe de Kerroux (Beg avel), Pointe de Morgat (Membre du Gador), Pointe du Gouin (Membre du Gador).

Description. - Terriers verticaux pluricentimétriques présentant en partie supérieure une section ellipsoïdale aplatie et en partie inférieure une section de forme différente (subcylindrique ?) et de diamètre plus restreint. L'ouverture, elliptique, est de forme similaire à la partie supérieure du terrier. Son plus grand diamètre ne dépasse pas 13 mm et son plus petit 7 mm. Les hyporeliefs (empreintes des orifices) sont en forme de pépin (cf. Pl. 9, fig. 2) de 10 à 15 mm de long sur 2 à 5 mm de large.

Discussion. - En surface, les traces sont similaires à celles de *Pelecypodichnus* Seilacher, mais elles se prolongent dans le sédiment par un terrier qui n'existe pas chez *Pelecypodichnus*. Ces traces sont semblables à celles des terriers de lingules du Trias vosgien (J. C. Gall, communication écrite) dont elles possèdent les mêmes caractéristiques (fig. 35) : embouchure en dépression elliptique et aplatissement de la partie supérieure du terrier (J. C. Gall *in* Emig & al., 1979).

Deux ichnogenres ont été créés presque simultanément pour les terriers de lingules : *Lingulichnites* Szmuc, Osgood & Meinke (15 Avril 1976) et *Lingulichnus* Hakes (29 Avril 1976). Les caractéristiques morphologiques ne sont pas suffisamment distinctes pour justifier le maintien de deux ichnogenres. C'est donc *Lingulichnites* que j'ai retenu en raison de son antériorité.

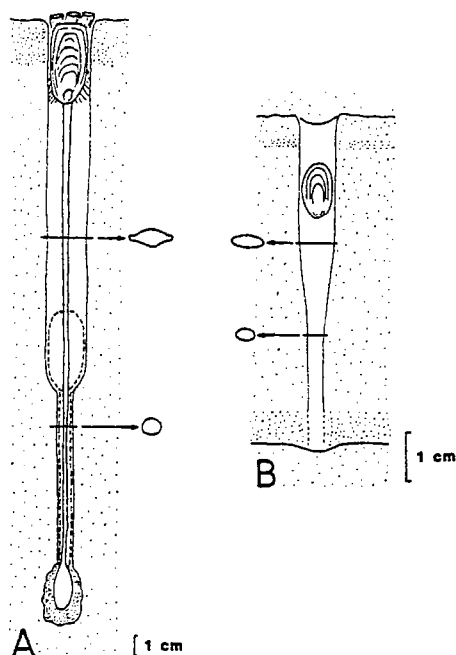


Fig. 35. - Morphologie des terriers de Lingules. D'après C. Emig (1981, fig. 2).
A : terrier de lingule actuelle ; B : terrier de lingule du Trias des Vosges (d'après J. C. Gall in C. Emig & al.).

La longueur des terriers est beaucoup plus faible que celle observée actuellement (quelques centimètres au lieu d'une quarantaine de centimètres). Cela peut s'expliquer par le tassement (de l'ordre du tiers à la moitié dans les grès argileux du Trias des Vosges d'après C. Emig, 1981) et/ou par l'érosion de la partie sommitale.

Les lingules sont communes dans le Grès armoricain et plusieurs genres ou espèces ont été décrits antérieurement (Rouault, 1851 ; Tromelin & Lebesconte, 1876). Deux espèces y sont plus fréquentes : *Ectenoglossa lesueuri* et *Dinobolus brimonti*. Il est très rare de récolter ou d'observer des lingules en valves non dissociées. Les valves sont le plus souvent séparées ou brisées en fragments plus ou moins importants et accumulés par niveau sous l'action de la sédimentation épisodique.

Au cours de ce travail, je n'ai pu observer aucun exemple de Brachiopode inarticulé en position de vie dans le Grès armoricain. Néanmoins, dans les strates gréseuses de faciès de Beg avel plusieurs lingules (*Dinobolus* ?) ont été retrouvées en position verticale, le crochet vers le bas de la strate. Les valves, parfaitement jointives, déforment le sédiment ou surmontent des lamines défléchies vers le bas (Pl. 8, fig. 6 et Pl. 12, fig. 2).

La position de l'animal ne correspond pas à sa position de vie habituelle et une fossilisation *post-mortem* après transport semble devoir être exclue puisque les tests ne sont pas dissociés et se présentent toujours suivant un plan vertical.

Les conditions de sédimentation et la répétition de ces structures (lamines déformées surmontées par des brachiopodes verticaux) conduisent à les interpréter comme des structures de désenfouissement non réussies. Un événement de type tempête provoquerait l'extrusion des lingules et leur recouvrement par une certaine épaisseur de sédiment. Sans point d'ancrage, les lingules tenteraient de se désenfouir par le mouvement périodique des valves (cf. Emig & al., p. 587 et suivantes, et fig. 7) mais sans y réussir, lorsque l'épaisseur à traverser est trop importante, du fait de leur faible vitesse de fouissage (0,08 à 0,29 cm/heure pour des espèces actuelles d'après C. Emig, 1983).

L'ensemble de ces observations permet de reconnaître dans le Grès armoricain un paléo-environnement temporairement favorable au développement des lingules.

Ichnogenus *MONOCRATERION* Torell 1870

Monocraterion sp.

Pl. 8, fig. 1, 2, 3, 4, 7 et 8

Matériel et gisements. - Pointe de Dinan (I. G. R. 25105, 25151, 25171, 25172, 25173, 25179, 25180, 25181, 25182, 25183, 25184, 25185), le Courrijou à Camaret (I. G. R. 25127, 25128, 25152,

25174), Pointe du Gouin (I. G. R. 25153, 25154, 25155, 25156, 25161), Herquemoulin (I. G. R. 25157, 25158, 25159, 25160), Pointe de Kerroux.

Description. - Tube skolithiforme plurimillimétrique vertical, de longueur décimétrique, s'évasant progressivement au sommet de la strate qui le contient. La longueur de l'entonnoir varie entre 3 et 8 cm, son diamètre ne dépasse pas 3 cm. Un tube skolithiforme peut exister à l'intérieur de l'entonnoir ; il s'en distingue par sa nature et sa couleur. L'entonnoir est formé par une succession de lamines défléchies vers le bas.

Discussion. - Pour certains auteurs (Hallam & Swett, 1966 ; Alpert, 1974 ; Crimes & al., 1977 ; Driese & al., 1981 ; ...) *Skolithos* se distingue principalement de *Monocraterion* par l'absence d'embouchures en entonnoir à la partie supérieure du tube. Pour d'autres (Häntzschel, 1975 ; Baldwin, 1976 ; Hakes, 1976) *Tigillites* est considéré comme une forme intermédiaire. La portée taxinomique des critères de différenciation (présence ou non d'entonnoirs, densité de peuplement, diamètre des tubes) apparaît limitée et sans valeur générique essentielle. *Monocraterion* ne peut uniquement être la partie terminale de *Skolithos* comme l'admettent Goodwin & Anderson (1974). Les entonnoirs reconnus par ces auteurs font partie intégrante de *Skolithos*. Les observations effectuées dans les coupes de Kerroux et Dinan confirment cette idée (cf. chap. V). La conservation des entonnoirs dans les lithofaciès homolithiques est liée exclusivement à des phases sédimentaires non érosives. Il devient ainsi nécessaire d'inclure la possibilité d'embouchures en entonnoir dans la morphologie de *Skolithos*. Le maintien de *Tigillites* comme forme intermédiaire ne saurait se justifier d'autant que cet ichnogenre est un synonyme junior de *Skolithos* (cf. discussion de *Skolithos*).

Dans les coupes étudiées, la différenciation entre *Skolithos* et *Monocraterion* s'appuie sur la morphologie et les dimensions dissemblables de leur entonnoir. D'autres critères ont été également retenus :

- développement inégal en longueur de l'ensemble entonnoir-tube
- aspect des lamines défléchies (Pl. 8, fig. 2 et 3).

Interprétation. - La présence d'entonnoirs implique un arrêt de sédimentation ou une sédimentation lente. L'entonnoir peut avoir plusieurs significations :

- la croissance de l'animal s'enregistre dans la forme de son terrier parce que la sédimentation s'est ralentie
- l'animal profite du ralentissement de la sédimentation pour évaser son tube afin d'organiser son activité à l'interface eau-sédiment
- l'éboulement de la partie supérieure du tube à l'interface eau-sédiment en période de sédimentation ralentie.

Les différences morphologiques entre *Skolithos* et *Monocraterion* sont peu importantes. Mais ces deux ichnogenres se trouvent, sauf cas particuliers, dans des associations ichnofauniques différentes et des lithofaciès différents (chap. V). *Monocraterion* est associé à *Cruziana*, *Daedalus labechei* et *Phycodes* dans des lithofaciès hétérolithiques, ce qui confirme des ralentissements dans la sédimentation. Il n'est donc pas exclu que *Skolithos* et *Monocraterion* soient produits par le même organisme soumis à des conditions différentes de milieu.

Dans de rares cas (Pointe du Gouin), les entonnoirs présentent des "becs de sortie" (Pl. 8, fig. 7). Ces exemples sont trop isolés pour affirmer que les entonnoirs servent uniquement à faciliter les communications de l'organisme avec la surface du sédiment.

Ichnogenus PHYCODES Richter 1850

Ichnoespèce-type *Phycodes circinatum* Richter 1850

Description. - Trace flabelliforme, courbe à droite, formée habituellement par plusieurs tubes horizontaux empilés, convergents à une extrémité (proximale) et divergents à l'autre (distale).

Discussion. - Apparemment similaire à *Arthrophycus*, *Phycodes* s'en distingue principalement par la convergence des tubes à une extrémité.

Interprétation. - Trace fodinichniale résultant du déplacement horizontal d'un animal vermiforme limivore à l'interface eau-sédiment. La structure du terrier est due à l'exploitation nutritionnelle systématique du sédiment à partir d'un "point fixe" (Seilacher, 1955 ; Osgood, 1970).

Phycodes aff. *circinatum* Richter 1850

- 1884 *Vexillum rouvillei* Saporta, Pl. VII, fig. 1-5
- 1934 *Vexillum desglandi* Rou. ; Couffon, p. 28 et fig. 13
- 1935 *Vexillum rouvillei* Sap. ; Thorat, p. 325
- 1946 *Vexillum rouvillei* Sap. ; Péneau, p. 84 et fig. 1

Description. - Nombreux tubes horizontaux de petite taille à forte divergence, se recourbant en éventail dans la partie distale.

Discussion. - La forme *Vexillum rouvillei* créée par G. de Saporta (1884) est à rapporter à *Phycodes*. Contrairement à *Daedalus* Rou. dont l'axe est vertical, *Phycodes* est constitué d'un ensemble de traces développées horizontalement mais superposées en éventail. Saporta (1884, p. 45) reconnaît que... "au lieu de s'élever et de traverser soit dans le sens vertical, soit obliquement l'épaisseur de l'assise en voie de dépôt (elle) ait plutôt donné lieu à des expansions horizontales...". Les illustrations de G. de Saporta montrent des tubes nombreux de petite taille devenant courbes et fortement divergents en partie distale, ce qui la rend proche de l'espèce-type *P. circinatum*.

Phycodes aff. *palmatum* (Hall) 1852

Pl. 10, fig. 2 et 3

Gisements. - Cette forme a été observée à Dinan et à Kerroux dans la presqu'île de Crozon ainsi qu'à Malroche, au Sud de Rennes.

Description. - Cette structure est surtout conservée en hyporeliefs convexes mais elle existe également en épireliefs concaves (Pointe de Dinan). Les éléments gréseux constituant la trace sont lisses, courbes, semi-cylindriques, d'un diamètre de 0,4 à 0,8 cm. L'ensemble de la trace, communément d'une trentaine de centimètres, peut atteindre 50 cm. La largeur de la trace à son plus grand développement en partie distale atteint 5 cm ; sa profondeur dans le sédiment dépasse rarement quelques centimètres. Cette ichnoespèce se caractérise essentiellement par un nombre d'éléments assez faible, une ouverture en partie distale de type *palmée* et une forme légèrement courbe et englobante des éléments.

Discussion. - Bien que R. G. Osgood (1970) préfère attribuer l'espèce *palmata* au genre *Euthotrichis* Hall plutôt qu'à *Phycodes* Richter en attendant une révision du matériel originel, la forme du Massif armoricain, relativement semblable à celle de Hall, est ici rapportée à l'ichnogenre *Phycodes*. Les arguments de A. Seilacher (1955) me paraissent suffisamment convaincants pour justifier cette position adoptée également par T. P. Crimes (1977). Le diamètre des tubes est toutefois plus faible que celui décrit habituellement pour l'ichnoespèce *palmatum*.

Ichnogenus *PLANOLITES* Nicholson 1873*Planolites* sp.

Pl. 10, fig. 5

Matériel et gisements. - Camaret (I. G. R. 25167 et 25168), St Aubin-des-Châteaux (I. G. R. 25188). Genre très commun dans l'ensemble des coupes étudiées dans le Massif armoricain.

Description. - Terrier non ramifié, subhorizontal, de longueur variable et sans variation significative de diamètre. La nature du remplissage du terrier peut être différente de celle de l'encaissant. La forme du terrier est très irrégulière : il peut présenter des sinuosités horizontales ou verticales.

Interprétation. - Cet ichnogenre est habituellement considéré comme le résultat du déplacement d'un organisme vermiforme. Le remplissage du terrier serait formé par le sédiment ingéré et rejeté par l'animal.

Ichnogenus *SKOLITHOS* Haldeman 1840Ichnoespèce-type *Skolithos linearis* Haldeman 1840

- 1851 *TIGILLITES* Rouault, p. 740
- 1851 non *FORALITES* Rouault, p. 742
- 1874 *SCOLITHUS* Hall; Morière
- 1876 *TIGILLITES* Rou. ; Tromelin & Lebesconte, p. 624
- 1879 *partim* *TIGILLITES* Rou. ; Morière, p. 663
- 1883 *SCOLITHUS* (*TIGILLITES*) ; Crié, p. 687
- 1886 *SCOLITHUS* Hald. ; Delgado, p. 77
- 1886 *SCOLITHUS* (*TIGILLITES*) ; Bigot
- 1887 *SCOLITHUS* Hald. ; Lebesconte, p. 793
- 1900 *SCOLITHUS* Hald. ; Bureau, p. 153
- 1946 *SCOLITHUS* Hald. ; Péneau, p. 78
- 1962 *TIGILLITES* Rou. ; Häntzschel, W 218
- 1974 *SKOLITHOS* Hald. ; Alpert, p. 661
- 1975? *TIGILLITES* Rou. ; Häntzschel, W 117
- 1976? *TIGILLITES* Rou. ; Hakes, p. 33

Pour le reste de la synonymie, voir Alpert (1974).

Diagnose. - Tubes ou remplissages de tubes, cylindriques, non ramifiés, verticaux à inclinés, droits à légèrement courbes, pouvant comporter des entonnoirs à leur partie supérieure.

Discussion. - L'imprécision relative de la description de M. Rouault (1851, p. 740-742) et les extrapolations qui en ont résulté sont à l'origine de la confusion régnant encore autour du genre *Tigillites*. Les différentes interprétations données à cette trace ont également contribué à cet état de fait. Au travers des publications parues depuis plus d'un siècle, il apparaît que plusieurs sortes de structures ont été décrites sous ce nom : tubes rectilignes, tubes rectilignes avec entonnoirs, tubes en U avec entonnoirs, ... *Tigillites* est encore actuellement considéré par certains auteurs (Häntzschel, 1975 ; Baldwin, 1976 ; Hakes, 1976) comme une forme intermédiaire entre *Skolithos* Haldeman et *Monocraterion* Torell. D'autres auteurs placent *Tigillites* en synonymie avec *Skolithos* (Alpert, 1974), *Foralites* (Häntzschel, 1962) ou encore avec *Monocraterion* (Hallam & Sweet, 1966). Dès 1862, Dalimier (p. 912) signalait l'identité entre la forme que "... Marie Rouault a appelé *Tigillites* et (que) les géologues américains nomment *Scolithus linearis* Hall...". Le terme *Scolithus* fut utilisé par J. Morière (1874, 1879), Ch. Barrois (1882), J. F. N. Delgado (1886), L. Bureau (1900), J. Péneau (1946) et J. Lessertisseur (1955). Tandis que *Tigillites* était conservé par G. de Tromelin et P. Lebesconte (1875, p. 624) "...parce que celui de *Scolithus* avait été appliqué à un genre d'insectes avant de

l'être par Hall...", puis par G. de Tromelin (1977), P. Lebesconte (1883, p. 49) et M. Rouault (in Lebesconte, 1883). Le genre fût attribué à J. Hall, puis à Haldeman sous la désignation incorrecte de J. Hall. Il fallut attendre Howell (1943) pour rétablir l'appellation originelle de Haldeman et la revue systématique d'Alpert (1974) pour clarifier en partie l'histoire taxonomique de *Skolithos*. M. Rouault a très probablement décrit la même forme qu'Haldeman. En effet, sa description mentionne des corps de forme cylindrique, perpendiculaires aux strates, dont le développement en longueur est énorme, tronqués aux deux extrémités et dont le diamètre diminue peu ou pas du tout. L'erreur vient des auteurs postérieurs et du fait que plusieurs types de traces possèdent dans leurs structures des tubes verticaux. Ainsi Bigot (1886, p. 5 (?)) mentionne pour *Tigillites* ... "*des tubulures perpendiculaires aux strates, ordinairement évassées en entonnoir à leur extrémité supérieure*"... G. de Tromelin (1877, p. 26) observe "... *que ces trous sont doubles, les deux tuyaux se réunissant à leur partie inférieure ; ils ont une direction assez irrégulière, et leur diamètre est faible, sauf aux parties supérieures qui présentent les ouvertures, assez larges, en forme d'entonnoir...*" (= *Diplocraterion* ?). La même erreur fût faite par J. F. N. Delgado (1886, p. 78) et Ch. Barrois (1882, p. 182). C'est donc postérieurement à la définition de M. Rouault que différents caractères morphologiques tels que embouchures en entonnoirs et tubes en U ont été rapportés à *Tigillites*. Les tubes en U ont été depuis rattachés à d'autres structures (*Arenicolites*, *Diplocraterion*).

Tigillites est donc un synonyme junior de *Skolithos* et rien ne justifie plus son maintien.

Interprétation. - Un travail récent (Gruet sous presse) rappelle les différentes hypothèses émises pour expliquer l'ichnogre *Skolithos*. L'analogie, souvent évoquée, entre *Skolithos* et les biohermes à *Sabellaria* n'a pas été retenue par Hallam & Swett (1966) :

- les tubes de *Sabellaria* tendent à onduler faiblement alors que les tubes de *Skolithos* sont remarquablement droits et réguliers,
- le développement des récifs d'Hermelles varie considérablement sur de courtes distances alors que les bancs à *Skolithos* conservent latéralement une bonne continuité,
- l'intensité du peuplement des *Skolithos* varie tandis que les tubes de *Sabellaria* restent juxtaposés.

D'autres observations permettent également d'écarter cette interprétation :

- contrairement à *Skolithos* le diamètre du tube de *Sabellaria* s'élargit vers le sommet à la suite de la croissance de l'animal,
- le bilan de croissance verticale des récifs d'Hermelles (Gruet, 1982) est incompatible avec la rectitude et la constance latérale des *Skolithos* à l'intérieur des strates,
- la structure des tubes est fondamentalement différente et, en particulier, il existe une relation significative entre la taille des grains utilisés pour la construction du tube des Sabellariidés et celle de l'organe constructeur de l'animal (Gruet, 1982, p. 154). Il s'ensuit une hétérogénéité granulométrique du tube qui n'existe pas pour *Skolithos*,
- les milieux de dépôts ne correspondent pas à ceux de *Skolithos*.

Il faut donc rechercher ailleurs les ichnopoïètes de *Skolithos*. S'il paraît difficile de trancher en faveur d'annélides (en dehors des Sabellariidés), de phoronidiens (cf. Sundberg, 1983) ou d'autres animaux vermiformes, certains caractères morphologiques montrent une dépendance de la structure envers les conditions paléoécologiques. La présence de tubes de diamètre différents mais dont chacun garde un diamètre constant sur toute sa longueur révèle l'existence d'animaux de tailles variées dont la croissance n'est pas enregistrée sur une portion quelconque du tube (Pl. 7, fig. 1 et 8). La disproportion entre le diamètre du tube, lié à celui de l'animal et la longueur parfois observable (0,4 cm pour 120 cm) (Pl. 7, fig. 2) atteste un dé-

placement vertical à l'intérieur de la structure. L'hypothèse d'un organisme vermiforme, d'une longueur importante, est difficile à admettre : la forme du terrier serait alors différente. Pour un animal plus petit se déplaçant sur toute la longueur, les risques d'enfouissement par instabilité du sédiment sont importants et les échanges gazeux plus difficiles. Un terrier long résiste mieux à l'effondrement après son occupation s'il est comblé au fur et à mesure. Les structures annulaires présentes sur certaines parties de tubes (Pl. 7, fig. 5) évoquent une progression verticale. On peut donc envisager que *Skolithos* traduit le tropisme vertical d'un animal vivant dans un substrat instable et traversant le sédiment en fonction des apports nouveaux. L'étonnante rectitude des tubes, leur orthogonalité par rapport aux surfaces de sédimentation vont dans ce sens. Des comportements semblables ont été constatés pour *Cerianthus* (Schäfer, 1956) qui a déjà été rapproché de *Skolithos* ou de *Monocraterion* (Goulding, 1964 ; Hallam & Swett, 1966 ; Goodwin & Anderson, 1974 ; Crimes & al., 1977). Ces données éthologiques s'accordent bien avec la sédimentation rapide et discontinue régnant dans les lithofaciès où abondent *Skolithos* (cf. Chap. V).

Dans un seul cas, des *tumulus en tortillons* recouvrent les orifices des tubes (Pl. 8, fig. 5). Ceci prouve que les phases d'installation des organismes, consécutives au ralentissement de la sédimentation, ne provoquaient pas nécessairement la création d'embouchures en entonnoirs. La réponse des organismes aux facteurs physiques du paléomilieu diffère donc suivant la nature de ces conditions.

La simplicité des caractères morphologiques de l'ichnogenre *Skolithos* explique sans doute la large extension stratigraphique qu'on lui reconnaît (Précambrien à Quaternaire d'après S. P. Alpert, 1974, p. 663). De telles structures peuvent être produites par différents types d'organismes ce qui suppose diverses interprétations. Quoiqu'il en soit, dans le Grès armoricain, *Skolithos* exprime l'adaptation d'un organisme aux conditions du milieu qu'il permet de mieux reconstituer.

Skolithos linearis Haldeman 1840

Pl. 7, fig. 1 à 6

- V. 1851 *Tigillites dufrenoyi* Rouault
- 1851 non *Tigillites desfontainei* Rouault
- 1874 *Scolithus linearis* Hall ; Morière
- 1883 *Tigillites linearis* (Hall) ; Lebesconte, Pl. XX, fig. 19 et 20
- 1883 *Tigillites dufrenoyi* Rou. ; Lebesconte, Pl. XX, fig. 21 et 22
- 1886 *Scolithus dufrenoyi* (Rou.) ; Delgado, Pl. XXXVI et Pl. XXXVII
- 1886 *Scolithus linearis* Hall ; Delgado, Pl. XXXIX, fig. 1
- 1900 *Scolithus linearis* Hall ; Bureau, fig. 17
- 1946 *Scolithus dufrenoyi* (Rou.) ; Péneau, p. 78
- 1946 *Scolithus linearis* Hall ; Péneau, p. 79
- 1974 *Skolithos linearis* Haldeman ; Alpert, p. 663

Pour le reste de la synonymie voir S. P. Alpert (1974).

Matériel. - Collection Marie Rouault (3 spécimens) ; Collection de l'Institut de Géologie de Rennes (I. G. R. 25163, 25164, 25165, 25186, 25243, 25244, 25245, 25246, 25247, 25248, 25249, 25250, 25251, 25252, 25254, 25255, 25256).

Gisements. - Très abondant sur l'ensemble du Massif armoricain et plus particulièrement en Normandie (Cherbourg, Falaise, La Brèche au Diable, Villedieu-les-Bailleuls, Vignats, Bagnoles de l'Orne, La Fosse Arthour, Domfront, Cluse de Bourberouge, Mortain, Gué-Plat, forêt d'Halouze, Chailloué, ...), dans le Ménez-Bélair, en presqu'île de Crozon (Grès armoricain inférieur de Kerroux, de Morgat et du Gouin ; Pen Hir ; ...) etc...

Description. - Tubes verticaux, généralement rectilignes, de diamètre constant sur toute leur longueur. Le diamètre dépasse rarement 15 mm et les longueurs sont couramment de plusieurs

dizaines de centimètres. Le tube peut être lisse ou annelé.

Discussion. - Antérieurement *S. linearis* regroupait les tubes lisses et *S. dufreneyi* les tubes annelés (cf. Delgado, 1886 ; Lebesconte, 1887). Dans la diagnose de *S. linearis*, S. P. Alpert (1974) mentionne que cette ichnoespèce peut être annelée. En accord avec cette définition, j'ai réuni *S. linearis* et *S. dufreneyi*.

Ichnogenus *TEICHICHNUS* Seilacher 1955

Teichichnus sp.

Pl. 10, fig. 6 et 7

Matériel. - I. G. R. 25162, 25166, 25169, 25170, 25175, 25176, 25177, 25178 (Camaret).

Gisements. - Très fréquents dans l'ensemble du Massif armoricain dans les lithofaciès à dominante pélitique. Le genre a été rencontré notamment dans le Grès armoricain inférieur de la Pointe de Kerroux, dans le membre moyen à la pointe de Morgat et à la pointe du Gouin, au passage à la Formation de Postolonnec, à Kerroux et à Camaret, ainsi que dans la partie supérieure de la coupe d'Herquemoulin (Cotentin).

Description. - Structure habituellement exichniale de 1 à plusieurs centimètres de profondeur, formée par la superposition de traverses horizontales de 0,5 à 2 cm de largeur. En coupe

transversale, le genre est caractérisé par l'emboîtement des traverses (fig. 36). En coupe longitudinale, la forme de la structure est légèrement incurvée. Les lamelles des traverses sont concaves vers le haut (fig. 37). Aucun tube n'a été observé à l'intérieur des structures.

Interprétation. - Les traverses composant la structure sont la conséquence du déplacement vertical d'un animal cherchant à se maintenir à une profondeur constante à l'intérieur du substrat. L'élargissement parfois observable des traverses (Pl. 10, fig. 7) indique une variation du taux de sédimentation permettant un léger déplacement latéral de l'animal (Hakes, 1976).

A. Seilacher (1957) a souligné la similitude de cette structure avec les terriers du polychète actuel *Nereis diversicolor* tandis que A. Martinsson (1965) l'a interprétée comme traces d'Arthropodes.

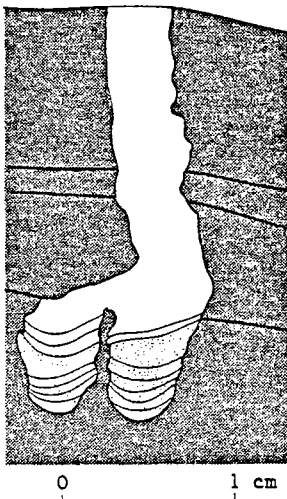


Fig. 36. - Section verticale transverse de *Teichichnus*. La base de la trace montre un déplacement latéral de l'organisme alors que la partie supérieure est due uniquement à un déplacement vertical.

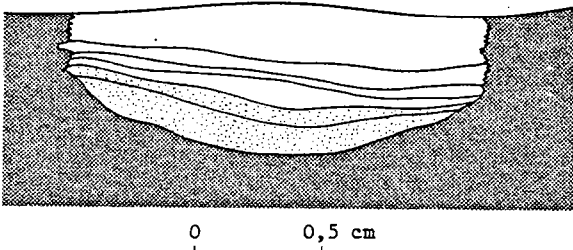


Fig. 37. - Section verticale transverse de *Teichichnus*. La structure concave vers le haut enregistre les étapes du déplacement vertical de l'organisme.

Ichnogenus *TRICHICHNUS* Frey 1970? *Trichichnus*

Pl. 10, fig. 4

1969 *Polydorites* Dou. ; Doré, p. 219 (t. I) et Pl. XXVIII, fig. 4

Matériel et gisement. - Uniquement observé à la base du Grès armoricain d'Herquemoulin (I. G. R. 25122, 25123, 25124, 25125, 25126).

Description. - Terriers fins, verticaux, subcylindriques, millimétriques, à peuplement dense.

Discussion. - Ces traces ont été rapportées aux terriers de *Polydora* par A. Coates (1964) puis par F. Doré (1969) en raison de leur forme en U étroit. Plusieurs coupes transversales et longitudinales dans différents échantillons n'ont pas permis de reconnaître de tubes en U. En section transverse, les tubes ne sont pas groupés par deux comme c'est le cas pour des tubes en U mais ils se répartissent au hasard et de manière très dense dans le sédiment. La surface polie verticale figurée par F. Doré ne montre pas non plus de tube en U caractéristique. Les terriers sont verticaux bien qu'irrégulièrement disposés par rapport aux surfaces supérieures. Ces caractères ne permettent pas de rapporter la structure à *Polydorites*. Pour leur apparence en cheveu ("*hair-like*", Frey & Howard, 1970, p. 161), je rapproche avec doute ces terriers de la forme *Trichichnus* décrite par R. W. Frey (1970) dans le Crétacé supérieur des U. S. A.

Ichnogenus *TRYPANITES* Mägdefrau 1932*Trypanites* sp.

Matériel et gisement. - Surface de contact entre les Grès feldspathiques d'Herquemoulin (I. G. R. 25190) et galets du poudingue de base du Grès armoricain à Herquemoulin.

Description. - Perforations millimétriques verticales courtes, non ramifiées et densément espacées. Les tubes cylindriques sont forés dans la surface de discontinuité érodant la partie sommitale des Grès feldspathiques cambriens d'Herquemoulin. Le matériel remplissant les tubes est un sédiment gris de même nature que le Grès armoricain qui se distingue très nettement de son encaissant feldspathique. Les tubes ont été creusés dans un sédiment lithifié ou durci ("*hard-ground*"), par définition cf. Warne & MacHuson (1978) il ne s'agit donc pas de terriers ("*burrows*") mais de perforations ("*borings*"). Trois raisons peuvent expliquer ce type de structure : ancrage d'organisme, nutrition ou protection.

CONCLUSIONS.

Les traces fossiles d'activité organique du Grès armoricain traduisent des comportements très variés. Ce sont principalement :

- des traces de locomotion (*REPICHNIA*) : *Cruziana*, *Dimorphichnus*, *Imbrichnus*
- des galeries de nutrition (*FODINICHNIA*) : *Teichichnus*, *Daedalus labechei*, *Phycodes*, *Planolites*, *Arthropycus*
- des terriers d'habitation (*DOMICHNIA*) : *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Arenicolites*, *Lingulichnites*, *Daedalus halli*, *Monocraterion* (?)
- des traces de pacage (*PASCICHNIA*) : *Didymaulichnus*
- des traces de désenfouissement (*FUGICHNIA*).

Certaines de ces traces sont des composantes majeures d'associations considérées comme indicatrices de milieux de plateforme peu profonds (Seilacher, 1967a).

Les traces fossiles ne sont généralement pas de bons marqueurs stratigraphiques. Pourtant quelques formes telles que certaines espèces de *Cruziana* ont une extension limitée (Crimes,

1975). Deux espèces de *Cruziana* (*C. furcifera*, *C. rugosa*) se rencontrent dans toute la formation datée de l'Arenig (*pro parte*) par les Chitinozoaires (Paris, 1981 ; Paris & al., 1982) ce qui correspond effectivement à une partie de l'extension stratigraphique qui leur est attribuée. Il faut souligner enfin que ces deux espèces de *Cruziana* sont communes à des régions dont les assemblages fauniques sont différents. On peut envisager que ces traces soient l'oeuvre d'organismes de rangs taxinomiques variés.

V - CARACTERISATION DES DEPOTS

L'ensemble de la Formation du Grès armoricain regroupe des lithofaciès homolithiques arénacés (quartzites), hétérolithiques à dominante arénacée ou pélitique (alternances gréso-pélitiques) et homolithiques pélitiques. Pour des lithofaciès apparemment similaires, un examen détaillé des caractéristiques biosédimentologiques révèle des conditions de dépôt fondamentalement différentes. Ces caractéristiques permettent d'attribuer les lithofaciès à l'action prépondérante :

- de la sédimentation épisodique
- de la sédimentation chronique.

Dans certains cas pourtant (lithofaciès hétérolithiques du Membre moyen), la prédominance de l'une ou l'autre de ces conditions de dépôt varie à l'intérieur des lithofaciès.

A - LA SEDIMENTATION EPISODIQUE

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES

Dans la partie Sud de la presqu'île de Crozon le Grès armoricain supérieur et le Membre moyen contiennent de nombreuses barres gréseuses, plus ou moins épaisses, mises en évidence à l'affleurement par l'érosion différentielle. La plupart de ces masses gréseuses présentent des caractéristiques sédimentologiques semblables à celles de l'affleurement de Beg Avel (côte ouest du Cap de la Chèvre) qui sera plus particulièrement décrit ici. L'éperon rocheux de Beg Avel comprend deux barres quartzitiques allongées NW - SE qui, toutes les deux, renferment à la fois des lithofaciès homolithiques et des lithofaciès hétérolithiques.

a) Lithofaciès homolithique S₁. - Dans la barre la plus au Sud, le lithofaciès homolithique est épais d'environ neuf mètres avec des strates mal individualisées, sans continuité latérale et contenant de nombreux diastèmes. L'examen détaillé du lithofaciès révèle plusieurs discontinuités importantes soulignées par du matériel plus grossier.

α) Séquence élémentaire (fig. 39 et Pl. 11, fig. 1 et 2)

La séquence élémentaire reconnue comprend :

- (1) une unité basale grossière à base érosive
- (2) une unité médiane à litage plan ou à litage oblique en mamelon
- (3) une unité sommitale souvent tronquée par la base de la séquence suivante mais présentant parfois des litages de rides ou des figures particulières d'érosion : les brioches.

* L'unité basale grossière.

La base de la séquence est érosive et tronque le matériel et les structures biogéniques sous-jacentes (*Daedalus halli*) (Pl. 11, fig. 2, 4, 7 ; Pl. 12, fig. 4 et 5). La surface de contact, faiblement ondulée, présente de nombreuses irrégularités (Pl. 11, fig. 4). Elle est recouverte par une accumulation clastique grossière dont l'épaisseur peut être supérieure à 10 cm ; l'importance de la phase grossière décroît progressivement vers le haut (Pl. 12, fig. 4). Le matériel grossier de ce niveau conglomératique se compose de galets (jusqu'à 7 cm de diamètre), d'intraclastes sombres ainsi que de nombreux bioclastes (fragments de brachiopodes) dont les faces concaves sont indifféremment dirigées vers le haut ou vers le bas. Les clastes comblent les irrégularités de la discontinuité puis s'ordonnent ensuite suivant les plans du litage et disparaissent peu à peu pour faire place à un matériel gréseux fin (Pl. 12, fig. 5). Ces niveaux conglomératiques sont liés aux discontinuités érosives et n'ont que très rarement été observés dans

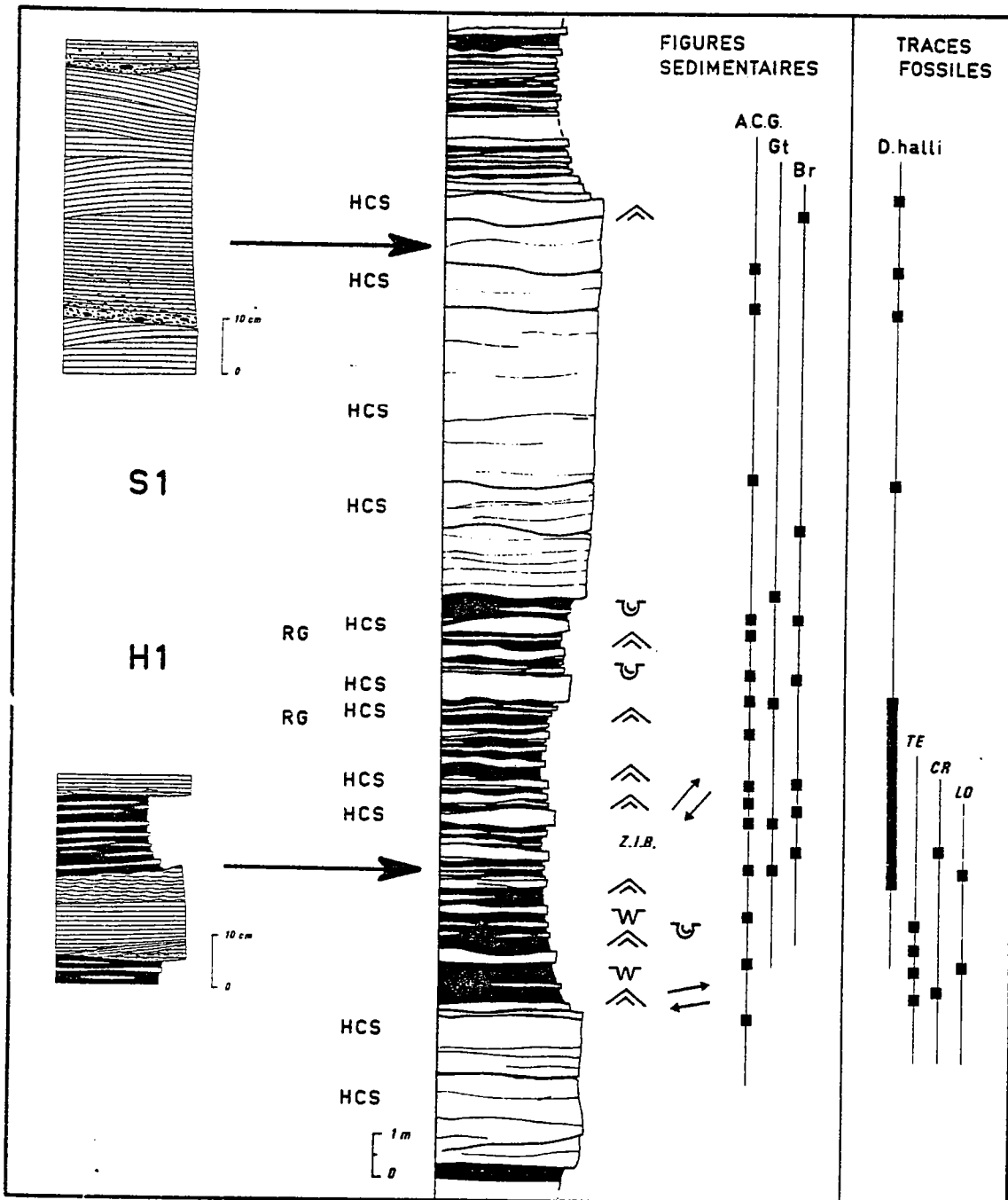


Fig. 38. - Lithofaciès S₁ et H₁ à Beg Avel

HCS = litage oblique en mamelon ; RG : rythmites gradées ; ACG = accumulation clastique grossière ; Br = Brioches ; Z.I.B. = Zone Intensément Bioturbée ; D. halli = *Daedalus halli* ; TE = *Teichichnus* ; Lo = *Lingulichnites* ; Cr = *Cruziana*.

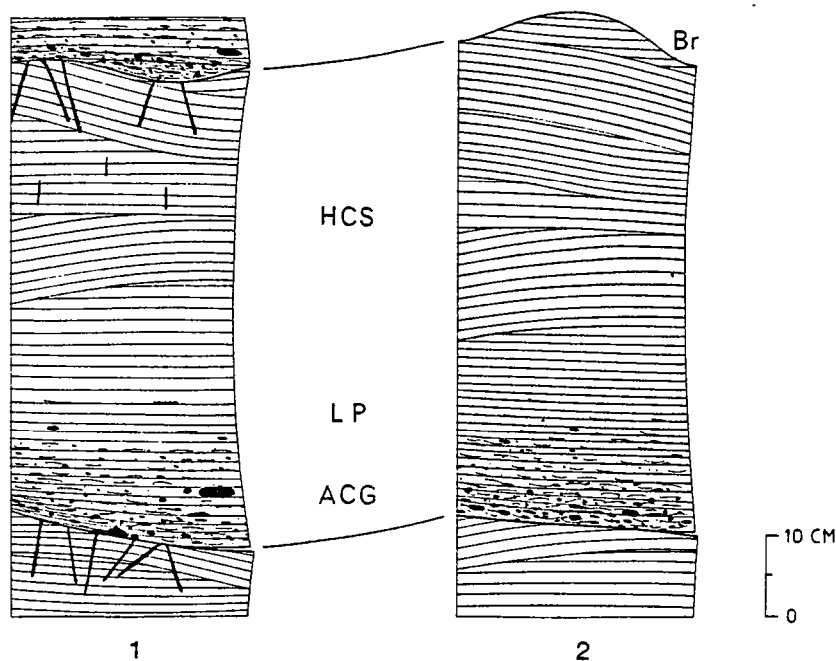


Fig. 39. - Séquences types du lithofaciès homolithique S1

1 : séquence bioturbée

2 : séquence non bioturbée

Br = Brioche ; HCS = litage oblique en mamelon ; LP = litage plan ; A.C.G. = accumulation clastique grossière à tests de lingules.

d'autres conditions à l'intérieur même des séquences. Ils peuvent disparaître latéralement et la limite érosive, qui seule subsiste, peut être confondue avec les discontinuités spécifiques au litage oblique en mamelon.

À l'échelle de la lame mince, la discontinuité basale est soulignée, par endroits, par un film d'oxydation. Mais il n'a pas été possible de faire la part de ce qui pourrait être contemporain du dépôt ou provenir de phénomènes ultérieurs.

La matrice du niveau conglomératique montre principalement des grains de quartz à texture jointive, dont la taille varie entre 90 et 150 μ (taille moyenne environ 110 μ), qui sont associés à de nombreux minéraux lourds (zircon, tourmaline, rutile) ainsi qu'à quelques rares micas blancs. Les éléments figurés, dont la taille atteint fréquemment plusieurs centimètres, sont des grains lithiques (grès immatures), des intraclastes silto-argileux et de nombreux fragments de tests phosphatés de lingules.

* L'unité médiane à litage plan et litage oblique en mamelon.

Succédant à l'accumulation clastique, un litage plan parallèle, sans pente ni discontinuité apparente, sur quelques centimètres, reprend une partie des clastes grossiers et passe rapidement à du litage oblique en mamelon (Pl. 11, fig. 2).

Cette variété de litage (fig. 40 et Pl. 11, fig. 1, 2, 3, 5 et 6), maintenant fréquemment reconnue dans les dépôts anciens (e. g. Vos, 1977 ; Hamblin & Walker, 1979 ; Walker, 1979 ; Dott & Bourgeois, 1979 ; Bourgeois, 1980 ; Kreisa, 1981 ; Dott & Bourgeois, 1982 ; Walker, 1982 ; Guillocheau, 1983, 1984), a été caractérisée et figurée par J. C. Harms & al. (1975, p. 88). Il s'agit d'un litage de moyenne à grande dimension, formé de plusieurs faisceaux de lames ondulées. Les faisceaux sont limités par des surfaces d'érosion recouvertes en concordance

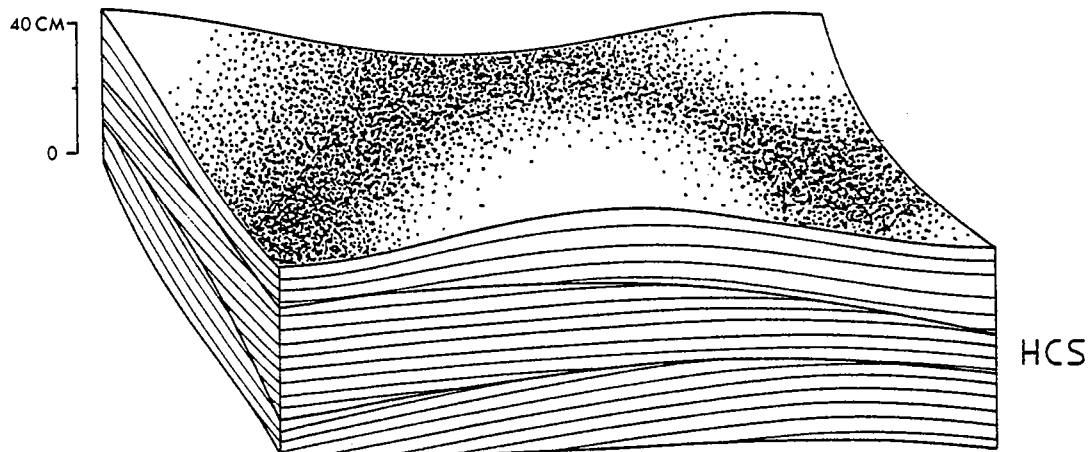


Fig. 40. - Géométrie du litage oblique en mamelon. Inspiré de J. C. Harms & al. (1975).

par les lamines sus-jacentes. Les surfaces d'érosion recoupent ces lamines avec un angle n'excédant pas 15° . Les structures, établies dans les trois dimensions de l'espace, sont des mamelons ("hummocks") en antiformes et des dépressions ("swales") en synformes, sans allongement préférentiel.

La hiérarchie des surfaces érosives associées au litage oblique en mamelon proposée par R. H. Dott & J. Bourgeois (1982, p. 666) peut être appliquée ici. Les surfaces de premier ordre correspondent aux discontinuités de base de séquence ; elles sont surmontées par l'accumulation clastique grossière. Les surfaces de second ordre sont les discontinuités érosives limitant les faisceaux ; elles ne sont pas associées à des éléments grossiers ou à des débris de tests d'invertébrés. Les deux surfaces sont différenciées par le niveau d'énergie de l'évènement érosif (ou des évènements érosifs) qui les engendre. L'évènement responsable des surfaces de premier ordre est d'énergie beaucoup plus élevée et remanie une tranche de sédiment plus importante que pour les surfaces de second ordre.

La granulométrie de cette unité médiane est plus fine qu'à la base de la séquence, la taille des grains de quartz varie entre 50 et 120μ (grain moyen environ 70μ). A l'intérieur même du litage en mamelon, des différences granulométriques sont perceptibles. Les niveaux les plus fins, très riches en lamelles de micas blancs déposées suivant les plans du litage, alternent irrégulièrement avec des niveaux légèrement plus grossiers.

La signification de ce type de litage est encore très discutée. Toutefois, la majorité des auteurs s'accordent pour y reconnaître des processus de dépôt liés aux vagues de tempêtes (Harms & al., 1975 ; Bourgeois, 1980 ; Boyles, 1982 ; Dott & Bourgeois, 1982 ; Hunter & Clifton, 1982 ; Nelson, 1982 ; ...). Ce type de litage commence tout juste à être reconnu dans les milieux actuels (Howard & Reineck, 1981 ; Terwindt, 1981 ; Aigner & Reineck, 1982 ; Boersma & Van Gelder, 1982 ; Nelson, 1982 ; ...) et, à ma connaissance, aucune étude hydraulique en laboratoire n'a été effectuée pour tenter d'en expliquer la formation. Il ne semble pas qu'elle nécessite un écoulement multidirectionnel complexe (Harms & al., 1982) et qu'un écoulement linéaire oscillatoire d'une vitesse orbitale comprise entre celle nécessaire pour former des rides et celle créant des litages plans de régime supérieur serait suffisant (cf. Dott & Bourgeois, 1982 ; fig. 20 ; Harms & al., 1982, fig. 3-16) ; ceci est confirmé par R. G. Walker (1982) qui y reconnaît une forme de ride orbitale de longueur d'onde d'environ 1 à 5 mètres mais qui explique la formation du litage en mamelon par l'interaction entre un écoulement unidirectionnel (mettant en place le sable) et des vagues orthogonales (ou obliques).

* L'unité sommitale

Dans les masses gréseuses de Beg Avel et dans les masses similaires de la pointe de Morgat, le matériel argileux est absent. A la partie supérieure de la barre décrite ici, des rides rectilignes de 5 à 10 cm de longueur d'onde réaffectent ponctuellement la surface des mamelons. Les traces d'activité biologique (*Daedalus halli*) sont implantées uniquement dans la partie supérieure et traversent les surfaces de second ordre. Elles sont, par contre, recoupées par les surfaces de premier ordre (fig. 39-1 et Pl. 11, fig. 4 et 7). Une partie de la séquence manque puisque le sommet est tronqué par la séquence suivante ou érodé en brioches (fig. 39-1 et 39-2).

β) Variations et extension de la séquence élémentaire

Les très fréquentes surfaces d'érosion (de premier ou de second ordre) à l'intérieur du lithofaciès homolithique découpent les séquences à différents niveaux et ne permettent pas toujours de suivre leur succession verticale et/ou latérale surtout lorsque les accumulations clastiques sont absentes.

Dans les cas d'observation les plus favorables, la séquence élémentaire peut atteindre 80 cm d'épaisseur. Par contre, des séquences incomplètes, épaisses de 20 cm ou moins, uniquement composées de litage oblique en mamelon, ont pu être reconnues (Pl. 11, fig. 6).

γ) Approche du phénomène de dépôt

A partir des caractéristiques de la séquence élémentaire, les faits marquants qui peuvent être dégagés sont les suivants :

- une abrasion du fond avant le dépôt du matériel contenu dans la séquence
- un intense remaniement et une forte perturbation d'un matériel d'origine proche plutôt qu'un transport sur de longues distances (hétérogénéité de la taille et de la nature du matériel, intraclastes anguleux et immatures, bioclastes brisés, ...)
- un tri vertical par décantation (le matériel le plus grossier est à la base de la séquence) et une décroissance énergétique du phénomène de dépôt (le passage litage plan-litage oblique en mamelon-rides implique un écoulement à vitesse décroissante, cf. Harms & al. 1982)
- un retour du milieu à des conditions plus calmes (permettant une faible réimplantation biologique de type endichniale) mais cependant encore marquées par des épisodes érosifs.

Cet ensemble de faits permet d'envisager une sédimentation rapide déterminée par de brefs événements d'énergie très élevée dont l'intensité décroît rapidement. L'agitation dans le milieu demeure cependant toujours suffisamment forte pour inhiber toute décantation de matériel fin et contrarier le développement de l'activité biologique.

b) Lithofaciès hétérolitique H₁

a) Description stratigraphique

Ce lithofaciès est constitué par des alternances gréso-pélistiques extrêmement irrégulières. Les diverses strates ont un développement et une organisation très complexe qui reflète la grande variabilité des conditions de leur genèse. Les définitions mêmes de la strate et de l'interstrate (Lombard, 1966 ; 1972 p. 166-167) s'appliquent difficilement aux unités de stratification qui peuvent être définies ici.

* Les strates

Elles sont presque exclusivement gréseuses, d'épaisseur très irrégulières (de quelques centimètres à près d'un mètre) (Pl. 14, fig. 3) et fréquemment mises en relief par l'érosion actuelle (*banc*, cf. Chambre syndicale, 1966). Leurs limites supérieures et inférieures sont nettes mais très souvent sans continuité latérale et fréquemment anastomosées ou dichotomisées.

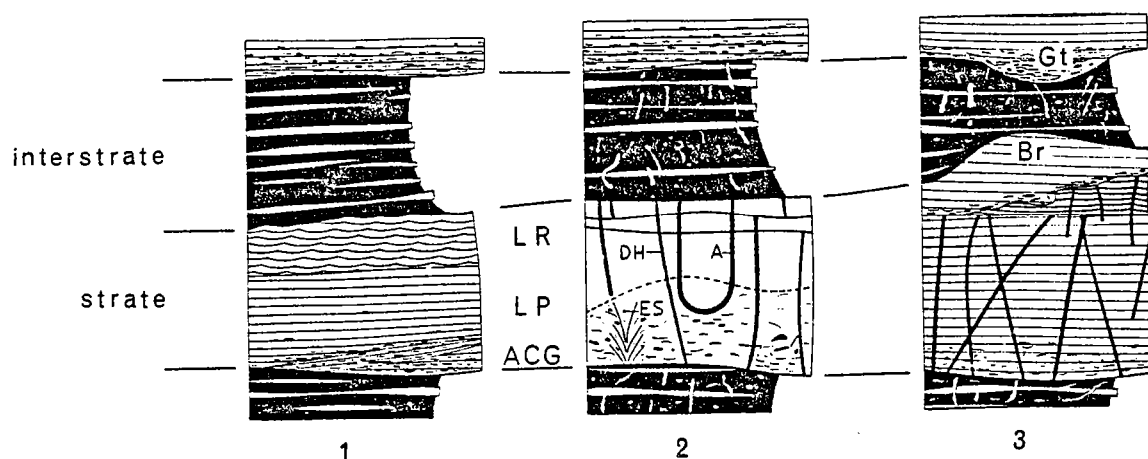


Fig. 41. - Stratigraphie du lithofaciès H_1
 1 = strate à un seul événement (séquence à litage plan) ; 2 = implantation de la bioturbation dans une strate à un seul événement ; 3 = strate composée de plusieurs événements ;
 L. R. = litages de rides de vague ; L. P. = litage plan ; A. C. G. = accumulation clastique grossière ; Gt = gouttière d'érosion de base de banc ; Br = brioches ; A = *Arenicolites* ; D. H. = *Daedalus halli* ; E. S. = structure de désenfouissement.

Les surfaces basales sont presque toujours érosives, irrégulières mais faiblement ondulées. On peut y relever des traces fossiles (*Cruziana*, *Lingulichnites*, ...), de rares figures d'affouillement et des gouttières d'érosion ("gutter casts" de Whitaker, 1973) (Pl. 13, fig. 5) (fig. 41-3). Ces gouttières ont une largeur variable (de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres) et leurs flancs comportent des sillons longitudinaux semblables à des cannelures d'érosion. Leur remplissage souvent oblique contient des débris clastiques grossiers.

Divers types de litages sont reconnaissables à l'intérieur des strates : litages plans ou faiblement pentés, litages obliques en mamelon, litages de rides de vague et de rares rides chevauchantes. Des accumulations clastiques grossières peu épaisses et irrégulièrement distribuées mettent localement en évidence un faible granoclassement à la partie inférieure des strates ou encore soulignent des surfaces érosives intra-strates (fig. 41-3) (Pl. 12, fig. 3 ; Pl. 13, fig. 3).

La surface sommitale est beaucoup plus irrégulière que la surface basale. Elle est ondulée par

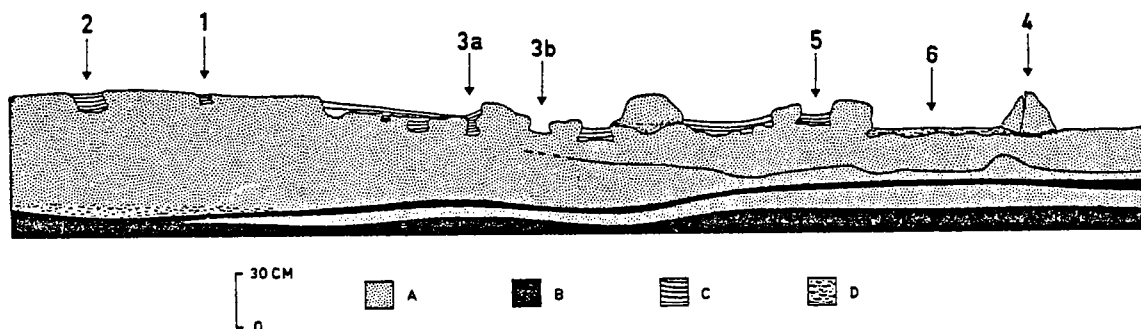


Fig. 42. - Les étapes, en coupe, de la formation des brioches (reproduit à partir d'une surface de banc du lithofaciès H_1). Beg Avel.
 1 = début du creusement de gouttière ; 2 = gouttière de forme décentrée ; 3a - 3b = gouttières en pot limitant une brioches en cours de formation ; 4 = brioches isolées (stade poussé de déblaiement) ; 5 = remplissage sableux striés d'argile discordante sur les parois de la gouttière ; 6 = accumulations clastiques grossières tapissant les surfaces érodées.

des rides ou incisée par de fréquentes figures d'érosion, appelées *brioches* ("sandstone mounds") par J. D. Bradshaw (1963). Il apparaît ici clairement que ces figures sont dues à une phase d'érosion qui recoupe les diverses structures internes de la strate. L'observation d'une surface de banc du lithofaciès (fig. 42) permet de retrouver, sur quelques mètres, toutes les étapes conduisant à l'individualisation des brioches et permet en particulier de constater que le creusement et le remplissage correspondent nettement à deux stades distincts (Goldring & Aigner, 1982).

1 - Le stade du creusement.

Le creusement se développe à partir d'une surface de banc subplane. Il débute par l'apparition de gouttières dont la section est en forme de pot ou de U et qui sont en cela analogues à celles décrites par Ph. Düringer dans le Muschelkalk d'Alsace (1982, fig. 19). La forme des gouttières montre des bords très nettement tranchés (Pl. 14, fig. 2 et 6). L'absence totale d'effondrement des parois dans un sédiment sableux, donc éboulable, implique que le creusement n'a pu s'effectuer que dans du matériel ayant acquis au moins localement une forte cohésion. Les brioches apparaissent ainsi comme des zones indurées du sédiment conservées en relief après déblaiement des parties adjacentes (demeurées meubles ?). Ce déblaiement s'effectue par des gouttières plus ou moins accusées et rapprochées (fig. 42-1 à 3b) (Pl. 14, fig. 2 et 6) et peut se poursuivre jusqu'à l'isolement complet des brioches (fig. 42-4) (Pl. 14, fig. 4).

2 - Le stade du remplissage.

Les accumulations clastiques grossières, où se reconnaissent des *galets* de matériel gréseux analogue aux brioches, tapissent les surfaces érodées (fig. 42-6). Il y a ensuite reprise de la sédimentation sableuse avec de brefs épisodes de décantation qui se traduisent par la présence de fines lamines ou lentilles argileuses. Il faut souligner que dans les gouttières la lamination est discordante sur les parois (fig. 42-5) (Pl. 14, fig. 6) alors que dans d'autres cas, elle peut se mouler sur la partie supérieure des brioches (Pl. 14, fig. 4).

* Les interstrates

Elles sont à dominante pélitique et peuvent disparaître latéralement pour faire place progressivement à des strates gréseuses épaisses. Inversement, dans certains cas, elles se développent à partir de la dichotomisation d'une strate gréseuse primitivement unique. La composition lithologique des interstrates est elle-même hétérogène : de fines lamines silto-gréseuses lardent le matériel argileux et s'épaississent parfois pour donner une stratification lenticulaire. La base des lentilles peut être déformée par des figures de charge plus ou moins bien individualisées (Pl. 13, fig. 2). De telles figures se produisent lors du recouvrement rapide d'un matériel argileux non induré par des sédiments silto-gréseux (cf. Dzulynski & Kotlarczyk, 1962).

B) Séquences de dépôt

De très nombreuses séquences de dépôt peuvent être reconnues dans le lithofaciès hétérolithique de Beg Avel. Elles s'organisent pour l'essentiel autour de quatre types principaux :

- (1) les séquences à litage plan
- (2) les séquences à litage oblique en mamelon
- (3) les séquences à dominante pélitique
- (4) les séquences gradées

* Les séquences à litage plan (fig. 41-1 et 2) (Pl. 12, fig. 1)

Elles comprennent de la base au sommet pour la strate :

- une unité basale grossière, très peu épaisse (centimétrique), parfois absente, à intraclastes argileux et bioclastes (lingules) et qui repose sur une surface d'érosion

- une unité médiane arénacée à litage plan
- une unité sommitale à litage de rides de vague ou plus rarement de rides chevauchantes.

La partie supérieure des rides est drapée par du matériel pélitique (base de l'interstrate sus-jacente).

L'implantation et les caractéristiques de la bioturbation dévoilent des conditions différentes de mise en place des unités de la séquence (Pl. 12, fig. 2) (fig. 41-2) :

- en base de banc des structures de désenfouissement, probablement dues à des lingules (cf. chap. IV, ichnogenus *Lingulichnites*) (Pl. 8, fig. 6) sont la marque d'une sédimentation extrêmement rapide
- par contre, au sommet de la séquence, la forte implantation d'une bioturbation endichniale (*Arrenicolites*, *Daedalus halli*) recoupant, le plus souvent entièrement, les strates (Pl. 6, fig. 3) suppose un ralentissement prononcé de la sédimentation. Pour *D. halli* les formes hélicoïdales parfois observées (Pl. 6, fig. 1 et 2) (fig. 30, chap. IV) sont probablement la conséquence d'une succession de faibles apports nécessitant un réajustement vertical continu du terrier (cf. chap. IV, ichnogenus *Daedalus*). Les surfaces érosives (sans matériel grossier), présentes au sommet des séquences (Pl. 12, fig. 2 et fig. 41-2 et 3) ne semblent pas perturber brutalement la sédimentation ou l'activité organique puisqu'elles sont surmontées ou recoupées par de nouvelles implantations. Elles mettent en évidence le côté discontinu du dépôt de la partie supérieure des séquences.

Plusieurs séquences peuvent se superposer dans la même strate. Elles s'individualisent entre des surfaces d'érosion soulignées par des accumulations clastiques grossières et tronquent la bioturbation endichniale (fig. 41-3) (Pl. 12, fig. 3 ; Pl. 13, fig. 3). Cette disposition démontre que plusieurs phases successives de dépôts interviennent dans la constitution de certaines strates, l'un des événements étant généralement plus marqué que les autres.

* Les séquences à litage oblique en mamelon (Pl. 13, fig. 4)

Comme la précédente, cette séquence débute par une surface érosive de premier ordre et un tapissage de clastes grossiers. Elle s'en différencie par contre par l'existence, dans la partie gréseuse, de litage oblique en mamelon dont les faisceaux de lamines ondulées sont séparés par des surfaces érosives de second ordre. Ce litage passe vers la partie supérieure à un litage entrecroisé de rides de vague et des brioches entaillent par endroits le sommet des strates. La sédimentation pélitique recouvre les rides de vague et les brioches. Cette séquence est analogue à la séquence type à litage oblique en mamelon décrite et figurée par R. H. Dott & J. Bourgeois (1979, 1981, 1982) à partir de l'étude des dépôts crétacés et éocènes de l'Oregon. Les mêmes variations mineures de la séquence sont également observables.

* Les séquences à dominante pélitique (Pl. 13, fig. 6)

Plusieurs de ces séquences peuvent se juxtaposer dans une interstrate. Cette dernière ne peut donc être assimilée ni à une phase unique de décantation, ni rattachée entièrement au terme gréseux inférieur dans une séquence élémentaire (e. g. fig. 41-1 et 2) où elle correspondrait à un retour au calme du milieu.

Ces séquences pélitiques sont en effet délimitées par des surfaces d'érosion surmontées ou non par de fines lentilles ou lamines silto-gréseuses et des bioclastes ; elles consistent cependant en un terme majeur pélitique faiblement bioturbé. Les surfaces d'érosion montrent fréquemment des mini-gouttières d'érosion (2 à 3 cm de large sur 3 à 5 cm de profondeur) (Pl. 13, fig. 6) ce qui permet de rapprocher ces séquences de celles décrites par T. Aigner & H. E. Reineck (1982) dans les sédiments actuels de la baie d'Heligoland en Mer du Nord où elles représentent l'écho latéral sur la plateforme d'événements de forte énergie (tempêtes) plus marqués

dans les zones littorales. Dans cette hypothèse, les séquences à dominante pélitique auraient les mêmes causes que les précédentes mais seraient caractéristiques de milieux différents plus profonds.

* Les séquences gradées (Pl. 13, fig. 2 ; Pl. 18, fig. 4)

Il s'agit d'unités millimétriques grés-pélitiques qui se localisent dans les interstrates. La base est généralement érosive et le passage des grès au pélites est progressif. De telles microséquences ont été signalées dans divers types d'environnement mais en particulier par H. E. Reineck & I. B. Singh (1971, 1972) en Mer du Nord et dans le golfe de Gaeta.

γ) Approche du phénomène de dépôt

Le processus majeur responsable de la mise en strate est une suite d'événements de haute énergie dont l'influence décroît progressivement en fonction du temps et de la situation dans le bassin. Ce type de mise en place est donc très voisin de celui invoqué pour le lithofaciès homolithique dont on retrouve les mêmes caractéristiques dans les séquences principales : surfaces de base de bancs érosives (abrasion de la surface de dépôt), granoclassement décroissant (remaniement et décantation), changement dans la nature des litages et implantation sommitale de la bioturbation (diminution de l'énergie du milieu). Des éléments supplémentaires précisent les conditions de dépôt :

- une extrême rapidité de mise en place de la partie inférieure des séquences (structures de désenfouissement)
- une dynamique cohérente de l'écoulement indiquée par des directions de transport des gouttières de base de banc, perpendiculaires aux directions sédimentaires de rides (fig. 43).

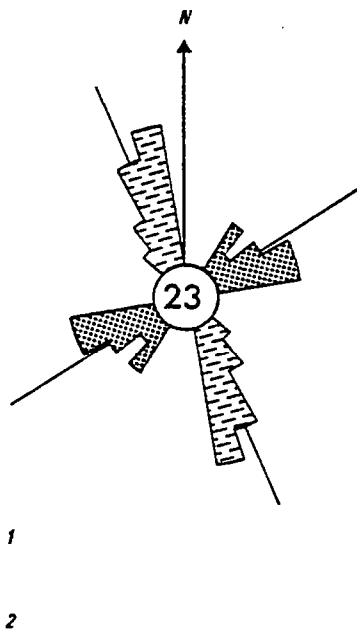


Fig. 43. - Orientation des gouttières de base de banc et des rides de vague dans le lithofaciès H₁ à Beg Avel.

1 : direction de transport (a) des gouttières (N 155°)

2 : direction sédimentaire (b) des rides de vagues (N 59°)

Le sens de transport moyen des rides (N. NW) est parallèle à la direction de transport des gouttières.

Les différences essentielles avec le lithofaciès homolithique S₁ tiennent à l'existence de période de calme relatif permettant la sédimentation de matériel fin, et à la diversité des séquences de dépôt.

2) LE DEPOT.

a) Mécanismes. - Les principales caractéristiques de dépôt mises en évidence dans chacune des deux unités lithologiques étudiées montrent qu'il s'agit d'un dépôt rapide (intervenant dans un intervalle de temps très bref comme le montrent les structures de désenfouissement) qui généralement succède à une phase d'érosion initiale. La sédimentation semble essentiellement se faire par décantation dans des milieux turbides d'agitation différente. Les conditions sont communes à plusieurs modes de mise en place : dépôts de crues, de tempêtes ou de tsunamis, courants de turbidité. Cependant, certaines caractéristiques permettent de choisir entre ces différents phénomènes.

Il s'agit :

- de la fréquence des litages obliques en mame-lon qui selon différents auteurs (Harms & al., 1975 ; Hamblin & Walker, 1979 ; Harms & al., 1982) sont dus à des écoulements oscillatoires liés aux vagues de tempête

- de l'existence de traces fossiles (*Cruziana*) se rapportant plutôt à des milieux de plateforme (Seilacher, 1967a ; 1982a)
- de terriers de lingules (*Lingulichnites*) et de lingules entières à valves non dissociées en position verticale supposant un milieu favorable au développement de ces organismes
- de la présence de gouttières d'érosion de base de banc reliées à des dépôts de tempêtes (Aigner, 1982).

De plus la dominance marquée des rides de vagues par rapport aux rides de courant marque plus spécifiquement les dépôts de plateforme.

Toutes ces caractéristiques s'accordent avec les critères utilisés par divers auteurs

CARACTERES	FLYSCHS	DÉPÔTS DE TEMPÊTES ACTUELLES	DÉPÔTS ANCIENS ATTRIBUÉS À DES TEMPÊTES	DÉPÔTS DE TSUNAMIS	RYTHMITES DE HAUTE ÉNERGIE (R. H. E.)
1. RÔLE DE LA TECTONIQUE	PAS STRICTEMENT DÉMONTRÉ	NON	NON	OUI	?
2. SÉQUENCES	A CINQ TERMES	A TROIS TERMES	A TROIS TERMES	?	A CINQ TERMES
3. GRANOCLASSEMENT HORIZONTAL	OUI	NON	NON	OUI	OUI
4. INTRACLASTES	RARES	TRES FREQUENTS	TRES FREQUENTS	TRES FREQUENTS	TRES FREQUENTS
5. EXTRACLASTES	TRES FREQUENTS	RARES (SUPRATIDAL)	RARES (SUPRATIDAL)	FREQUENTS (SUPRATIDAL)	RARES (SUPRATIDAL)
6. FORMATION DE CONGLOMERATS OU SEDIMENTS CHAOTIQUES	UNIQUEMENT POUR LES WILDFLYSCHS ET LES FLUXOTURBIDITES	OUI	OUI	OUI	UNIQUEMENT DANS L'ESPACE INTERTIDAL
7. RIDES DE COURANTS (DANS LA SEQUENCE)	OUI	?	NON	?	NON
8. RIDES D'OSCILLATION (DANS LA SEQUENCE)	NON	?	OUI	?	OUI
9. REMANIEMENTS AUTOCHTONES	TRES FAIBLE	TRES FORT	TRES FORT	EXTREMEMENT FORT	EXTREMEMENT FORT
10. TRANSPORT DE SEDIMENTS DANS L'ESPACE INTERTIDAL	NUL	FORT	FORT	EXTREMEMENT FORT	EXTREMEMENT FORT
11. DISPERSION DE SABLE EN SUSPENSION DE LA ZONE TIDALE VERS LE LARGE	NULLE	MOYENNE	?	EXTREMEMENT FORTE	?
12. FORMATION DE COURANTS DE DENSITE (TURBIDITES)	OUI C'EST LE MOTEUR	RARE (UNE OBSERVATION)	?	OUI PEU TRES FORTE ENERGIE	?
13. EXTENSION LATÉRALE	TRES FORTE	FAIBLE	FAIBLE	TRES FORTE	TRES FORTE
14. FORMATION DE CORPS SABLEUX DE GRANDE DIMENSION (dunes hydrauliques, mégarides)	NON	OUI	OUI	NON	NON
15. STRUCTURES TIDALES	NON	OUI	OUI	OUI	NON
16. SÉDIMENTATION SUPRATIDALE	NULLE	FORTE	FORTE	?	?
17. HUMMOCKY CROSS STRATIFICATION (H.C.S.)	NON	?	OUI	?	OUI MAIS TRES RARES ET ATYPIQUES
18. ÉROSIONS	FORMATION ET ENTRETIEN DES CANYONS SOUS-MARINS	ÉROSION TIDALE	ÉROSION TIDALE	ÉROSION TIDALE ET PROFONDE	ÉROSION TIDALE ET PROFONDE
19. FAUNE	ALLOCHTONE DANS a,b,c,d AUTOCHTONE DANS e	AUTOCHTONE A SUBAUTOCHTONE	AUTOCHTONE A SUBAUTOCHTONE	AUTOCHTONE A ALLOCHTONE	ALLOCHTONE DANS a,b,c,d AUTOCHTONE DANS e
20. BATHYMETRIE	PROFOND	PEU PROFOND	PEU PROFOND	PEU PROFOND A PROFOND	PEU PROFOND A PROFOND
21. MOTEUR	COURANT DE DENSITE	VENT, MARÉE, VAGUES	VENT, MARÉE, VAGUES	RAL DE MARÉE	?
22. CRITÈRES D'EXCLUSION	CRITÈRES DE FAIBLE BATHYMETRIE	FACIES PROFONDS	FACIES PROFONDS	FAIBLE EXTENSION LATÉRALE	RIDES DE COURANTS FAIBLE EXTENSION LATÉRALE

Tableau 7. - Caractéristiques des différents types de dépôts à séquences granoclassée (Düringer, 1982).

pour différencier les dépôts de tempête des turbidites (e. g. Nelson, 1982 ; Aigner & Reineck, 1982 ; Guillocheau & Le Gall, 1983) ou des dépôts de tsunamis (Düringer, 1982) (tableau 7). Les séquences décrites ici sont très semblables à celles qui sont considérées comme caractéristiques d'une sédimentation de tempêtes et qui ont été reconnues dans des dépôts anciens d'âge et de répartition géographique très divers (Bourgeois, 1980 ; Kreisa, 1981 ; Aigner, 1982 ; Allen, 1982 ; Dott & Bourgeois, 1982 ; Mount, 1982 ; ...) mais aussi dans les dépôts actuels (Howard & Reineck, 1981 ; Nelson, 1982 ; Aigner & Reineck, 1982 ; ...).

Tous ces arguments permettent donc de rapporter essentiellement le dépôt des lithofaciès S₁ et H₁ du Grès armoricain à des épisodes de tempêtes. La sédimentation dans ce cas est donc bien *épisoïque* même si la durée et la fréquence de ces épisodes est difficile à déterminer de manière précise.

La mise en place liée aux tempêtes peut se décomposer en trois phases principales de dépôt :

- une phase de haute énergie correspondant à l'intensité maximale de la tempête, responsable des phases d'érosion et de la remise en suspension du sédiment
- une phase de chute progressive de l'énergie responsable du dépôt du sédiment
- une phase de retour aux conditions normales du milieu (sédimentation chronique).

Les différences entre les deux lithofaciès tiennent essentiellement à la diversité des séquences du lithofaciès H_1 , à l'épaisseur des séquences homologues contenues dans chaque lithofaciès à l'intensité de la bioturbation et à la présence ou non de matériel pélitique. Ces différences pour un même mode de mise en place montrent que l'intensité des phénomènes sédimentaires liés aux tempêtes était moins élevée dans le cas du lithofaciès hétérolithique H_1 . Ce dernier représente donc un faciès *distal* par rapport au faciès homolithique arénacé S_1 , *proximal*. Cette distinction situe les deux unités lithologiques l'une par rapport à l'autre sans pour cela les localiser de manière précise sur la plateforme.

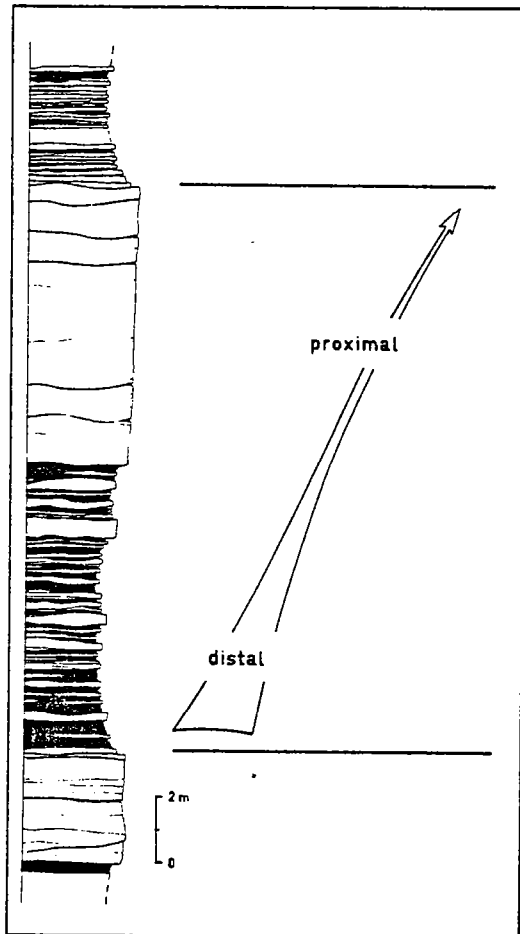


Fig. 44. - Enchaînement vertical des lithofaciès. Les deux lithofaciès H_1 et S_1 constituent une séquence pluri-décimétrique négative.

En se fondant sur le passage entre les deux lithofaciès et sur leurs relations avec les lithofaciès de même nature sous et sus-jacents, il est possible d'établir une tendance séquentielle évolutive. Une séquence pluridécimétrique est ici formée par l'agencement des deux lithofaciès. Leur succession (distal puis proximal) constitue une séquence négative (fig. 44) traduisant une variation verticale des milieux de dépôt.

b) Les milieux de dépôt. - Un ensemble d'éléments déjà évoqués montrent que le dépôt s'effectuait, au moins temporairement, dans un milieu de plateforme. Le problème se pose de la situation des lithofaciès S_1 et H_1 sur la plateforme.

Pour certains auteurs (Bradshaw, 1963 ; 1966 ; Baldwin, 1976 ; Baldwin & Johnson, 1977 ; Faure, 1978 ; Joseph, 1982) la présence de brioches et de fentes de retrait interprétées comme des fentes de dessiccation indiquerait un milieu émergé (donc au moins intertidal). La mise en évidence dans ces faciès de litage oblique en mamelon autorise une approche de la profondeur du milieu de dépôt. En effet, sur une surface bien dégagée du lithofaciès S_1 (fig. 38) les longueurs d'onde qui ont pu être mesurées entre les mamelons varient de 1,5 à 3 mètres. Si l'on envisage comme R. G. Walker (1982) que le litage oblique en mamelon est mis en place par des rides orbitales, le diamètre (d_0) de l'orbitale génératrice s'obtient par la relation suivante (Miller & Komar, 1980) :

$$\lambda = 0,65 d_0 \quad (1)$$

soit des orbitales dont le diamètre est compris entre 2,50 m et 4,50 m

La période des vagues peut alors être obtenue à partir de la relation proposée par J. R. Dingler (1979) :

$$T = c (d_0^2/D)^{1/3} \quad (2)$$

avec T : période des vagues (s.)
 c : constante ($0,17 \text{ cm}^{-1/3}$ pour le quartz)
 d_0 : diamètre de l'orbitale (cm)
 D : taille moyenne du sédiment (cm)

La taille moyenne du sédiment dans le litage oblique en mamelon du lithofaciès S_1 est de 70μ . La période estimée des vagues est donc d'environ 1,5 à 2,5 s.

Pour R. H. Dott & J. Bourgeois (1982), le litage oblique en mamelon ne peut se former que dans des sédiments dont la taille est inférieure à 250μ et serait intermédiaire entre les rides et les lamines planes (*upper flat bed*) (fig. 45). Pour un sédiment de 70μ , la formation

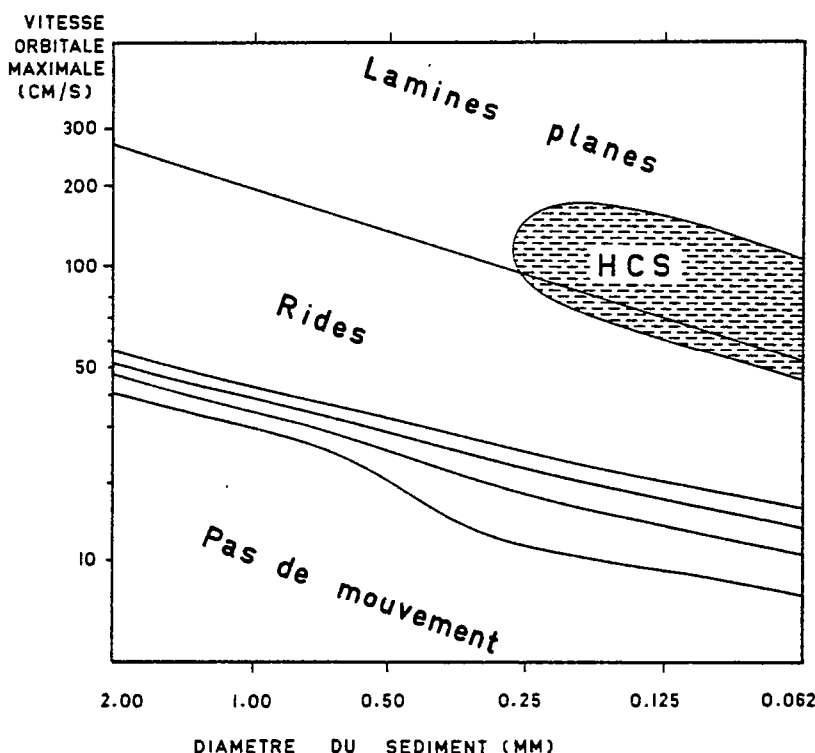


Fig. 45. - Champ de stabilité du litage oblique en mamelon (HCS). D'après R. H. Dott & J. Bourgeois (1982).

de ce litage suppose des vitesses orbitales maximales de l'ordre de 60 cm/s.

R. H. Dott & J. Bourgeois (1982) font également remarquer l'association de litage oblique en mamelon et de fentes de retrait sans trancher de façon formelle sur l'origine de ces dernières (synérèse ou dessiccation).

Les fentes de dessiccation reconnues jusqu'à présent dans le Grès armoricain comprennent en fait un large ensemble de fentes dont l'origine n'est pas nécessairement due à une émergence. J'ai déjà rapporté (Durand, 1981), les fentes du Grès armoricain supérieur au Corrijou (Camaret) à des fentes sous-aquatiques. Divers facteurs peuvent en fait régir le retrait de l'eau (variations de salinité, compaction du sédiment, dessiccation, ...) et la différenciation entre les divers type de fentes résultant de ce retrait est parfois délicate (cf. Plummer & Gostin, 1981). Dans le cas présent, l'origine des fentes existant dans le lithofaciès hétérolithique n'est pas déterminable de manière sûre. Elles ne peuvent donc avoir de signification bathymétrique.

Quant aux brioches, leur formation nécessite une érosion intense après consolidation locale du sédiment. Des structures proches se produisent actuellement dans des milieux temporairement émergés (e. g. marais tidaux) (cf. Allen, 1982, vol. II, fig. 1-26 et 1-27) ce qui a conduit J. D. Bradshaw (1966) à les rapprocher des brioches du Grès armoricain. C. T. Baldwin & H. D. Johnson (1977) ont proposé des mécanismes d'érosion pluridirectionnels, basés sur l'élargissement des figures de ruissellement (dont on ne retrouve jamais la trace, quel que soit le degré de formation des brioches). Mais ces figures érosives se retrouvent également dans d'autres séries anciennes telles que les Psammites du Condroz (Macar & Ek, 1965) ou les "Baggy Beds" (Goldring, 1971) pour lesquelles R. Goldring & F. Langenstrassen (1979) ont établi des milieux de dépôt toujours immergés.

Dans le Grès armoricain les surfaces à brioches se trouvent fréquemment dans les lithofaciès distaux, donc les moins énergétiques et les plus éloignés de la zone côtière (Aigner & Reineck, 1982). Dans ces faciès distaux coexistent les brioches, les litages obliques en mamelon, les litages opposés de rides de vagues, les fentes de retrait, les terriers de lingules.

Les milieux de dépôt des deux lithofaciès peuvent être restreints à la partie supérieure de la plateforme dans une zone comprise entre la limite d'action des vagues et une profondeur de quelques mètres.

c) La migration du matériel clastique sous l'influence des tempêtes. -

a) Origine et transport du matériel sableux

Différentes hypothèses ont été proposées pour expliquer le transport du matériel vers le large pendant les tempêtes :

- courants de densité déclenchés par les vagues de tempêtes (Hayes, 1967 ; Hamblin & Walker, 1979 ; Walker, 1979)
- courants uniquement dûs à des vagues (Howard & Reineck, 1981)
- courants uniquement dûs aux vents (Creager & Sternberg, 1972)
- combinaison de courants induits par les vagues et de courants de reflux (Reineck & al., 1967, 1968 ; Gadow & Reineck, 1969 ; Aigner & Reineck, 1982)
- courants de reflux (Morton, 1981).

La diversité de ces facteurs complique la compréhension du mécanisme car dans bien des cas ils semblent interférer.

Dans la mise en place du matériel par des courants de turbidité, la pente joue un rôle important ainsi que le soulignent T. Aigner & H. E. Reineck (1982). Mais, en Mer du Nord, elle est trop faible pour déterminer un tel mode de transport au moment des tempêtes.

Il semble difficile d'imaginer une forte pente de la plateforme du Grès armoricain étant donné la constance du faciès et l'étendue des dépôts. En conséquence une telle mise en place du matériel par des courants de turbidité paraît tout aussi improbable qu'en Mer du Nord. Par contre l'hypothèse proposée par T. Aigner & H. E. Reineck (1982) d'une migration vers le large, par l'intermédiaire de chenaux de marée, du sable stocké dans des milieux plus côtiers paraît plus vraisemblable.

ß) Les accumulations de minéraux lourds

Les accumulations de minéraux lourds (rutile et zircon) sont fréquentes dans le Grès armoricain (cf. Faure, 1978). Toutes celles signalées dans le Sud de la presqu'île de Crozon (Morgat, Kerroux) se trouvent dans les lithofaciès homolithiques arénacés S₁ riches en litage oblique en mamelon. Selon P. P. Faure, ces accumulations seraient des concentrations de haut de plage dues à des fluctuations du niveau de la mer (p. 239 à 241 et fig. 59 ; p. 291-292).

Cette origine ne s'accorde pas avec les conclusions de l'analyse sédimentologique dé-

veloppées ci-dessus. L'action des tempêtes est également responsable de ces accumulations. Lors de la phase d'érosion se produit une remise en suspension du matériel précédemment mis en place et qui est ensuite redéposé, soit en fonction de sa taille (accumulation des clastes sur les surfaces érosives), soit en fonction de sa densité (films de minéraux lourds). La répétition de ce phénomène dans une zone particulièrement exposée peut conduire aux épaisses accumulations signalées par P. P. Faure.

CONCLUSIONS.

Les deux lithofaciès S₁ et H₁ ont été mis en place essentiellement par des épisodes de tempête dans la partie supérieure de la plateforme, au-dessus de la limite d'action des vagues et à une profondeur minimale d'au moins deux mètres pour le lithofaciès S₁ qui est le plus proximal. L'abondance des litages obliques en mamelon et leur très bonne préservation infèrent dans ce cas une plateforme beaucoup plus soumise à l'action des vagues qu'à celle des marées. L'enchaînement des deux lithofaciès en une séquence pluridécamétrique négative traduit une variation verticale des milieux de dépôt.

B - LA SEDIMENTATION CHRONIQUE

Différents lithofaciès ont été attribués aux conditions chroniques de sédimentation, principalement à partir de leurs caractéristiques biosédimentologiques qui mettent en évidence les conditions dynamiques et l'activité biologique habituelles du paléoenvironnement. Il s'agit :

- de lithofaciès homolithiques arénacés S₂
 - . peu bioturbés et à figures de glissement : S₂A
 - . fortement bioturbés par *Skolithos* : S₂B
- de lithofaciès hétérolithiques H₂ à *Monocraterion* et *Cruziana*
- de lithofaciès homolithiques arénacés S₃ à rides chevauchantes subcritiques
- de lithofaciès homolithiques pélitiques P

Ces lithofaciès ont été détaillés dans des coupes particulièrement favorables : dans le Grès armoricain supérieur de la pointe du Grand Gouin (lithofaciès S₂A), dans le Grès armoricain inférieur de la pointe de Kerroux et à la pointe de Dinan (lithofaciès S₂B et H₂), dans le Grès armoricain supérieur de Beg Avel (lithofaciès S₃), dans le Membre moyen de la Tranchée des Granges à Angers et de la Corbinais, au Sud de Rennes (lithofaciès P).

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES.

a) Lithofaciès homolithiques arénacés S₂. - Ce sont les lithofaciès qui dominent dans le Grès armoricain et qui sont à l'origine de l'image, parfois un peu schématique, donnée aux faciès de type *Grès armoricain*. Ils se composent de bancs de quartzites clairs, massifs, pluridécimétriques, séparés par des joints silto-argileux et renfermant de nombreux diastèmes. Les bancs, tabulaires ou faiblement lenticulaires, ont une bonne continuité latérale. Ils correspondent à des quartzarénites moyennes à fines, généralement homogènes et bien triées, pouvant devenir plus grossières, particulièrement aux passages entre lithofaciès différents. La grande maturité du sédiment (quartz, rutile, zircon, tourmaline) suggère un remaniement prolongé.

Les principaux types de litage ayant été reconnus sont :

- des litages obliques arqués (ou en auges) pluridécimétriques à métriques (Pl. 17, fig. 3 et 4)
- des litages obliques tabulaires de deux tailles différentes : pluridécimétriques et plurimétriques (Pl. 15, fig. 4 et Pl. 17, fig. 2 et 3).

Ces litages peuvent être reliés à la migration de corps sédimentaires sableux : des dunes rectilignes pour les litages obliques tabulaires pluridécimétriques (Pl. 15, fig. 4 et Pl. 15,

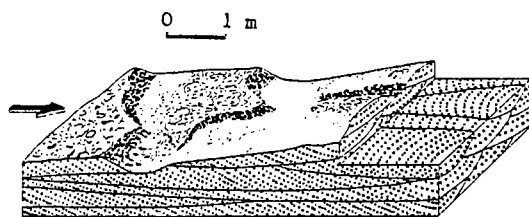


Fig. 46. - Litages obliques arqués (en auge) engendrés par la migration de dunes linguoïdes (Collinson & Thompson, 1982).

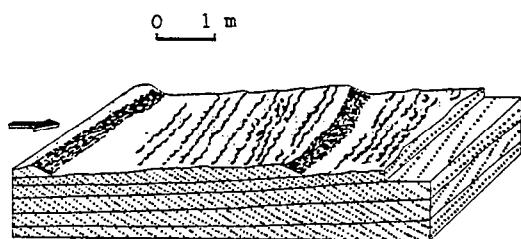


Fig. 47. - Litages obliques tabulaires engendrés par la migration d'hyperdunes ("sand waves") (Collinson & Thompson, 1982).

fig. 1), des dunes linguoïdes ou en croissant pour les litages obliques arqués (Reineck & Singh, 1980 ; Collinson & Thompson, 1982 ; Harms & al., 1982) (fig. 46), des hyperdunes (*sand waves*) pour les litages obliques tabulaires plurimétriques (Collinson & Thompson, 1982 ; Harms & al., 1982) (fig. 47). D'autres sortes de litages sont également présents :

- des litages d'avalanches à intraclastes argileux imbriqués
- des litages plans et à faible pente
- des litages de rides

L'ichnofaune, contenue dans ces lithofaciès, est formée essentiellement par l'assemblage *Skolithos* - *Diplocraterion* auquel s'associe parfois *Daedalus halli*.

Deux variétés de lithofaciès homolithiques

arénacés S2 ont été individualisés :

- . un lithofaciès S2A à faible bioturbation endichniale et à litages obliques déformés par glissement
- . un lithofaciès S2B intensément bioturbé par *Skolithos*

a1) Lithofaciès homolithique S2A faiblement bioturbé. - (Grès armoricain supérieur de la Pointe du Gouin, presqu'île de Crozon) (fig. 48 et 49).

A la pointe du Gouin, la limite supérieure des lithofaciès hétérolithiques du Membre moyen (ici Membre du Gador) est très tranchée. Au-dessus, la base du Membre supérieur est représentée par environ 25 mètres de strates gréseuses épaisses qui correspondent au lithofaciès S2A (unité O2C¹ de Y. Plusquellec, 1979, p. 113). Dans sa partie médiane s'intercale un mince niveau hétérolithique dans lequel se note une bioturbation hypichniale (*Cruziana*, *Didymaulichnus*) et endichniale (*Monocraterion*). Le lithofaciès S2A est surmonté par près de quatre mètres de lithofaciès hétérolithique H2 (à *Cruziana* et à *Monocraterion*).

a) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt

Les traits lithologiques majeurs sont ceux communs aux lithofaciès homolithiques arénacés S2. Les grès sont des quartzarénites bien triées dont le grain moyen est d'environ 100 μ .

* les corps sédimentaires

Les litages obliques arqués dominent dans toute la partie inférieure et médiane du lithofaciès dans laquelle se distinguent cependant quatre unités métriques à litage oblique tabulaire de grande taille. Les litages obliques tabulaires pluridécimétriques n'apparaissent qu'au sommet du lithofaciès juste avant le recouvrement par des lithofaciès hétérolithiques.

Les rides sont fréquentes et se retrouvent sous forme :

- de petits litages obliques arqués de rides de courant intercalés par niveaux décimétriques entre les litages de taille supérieure (cf. fig. 49).
- de champs de rides remaniant la partie sommitale de dunes rectilignes (Pl. 15, fig. 4). L'engencement des rides est soit parallèle (sens de transport uniformes) (Pl. 15, fig. 1 et 2), soit en éventail ("*ripple fan*" de J. R. L. Allen, 1968 et 1982) avec des sens de transport di-

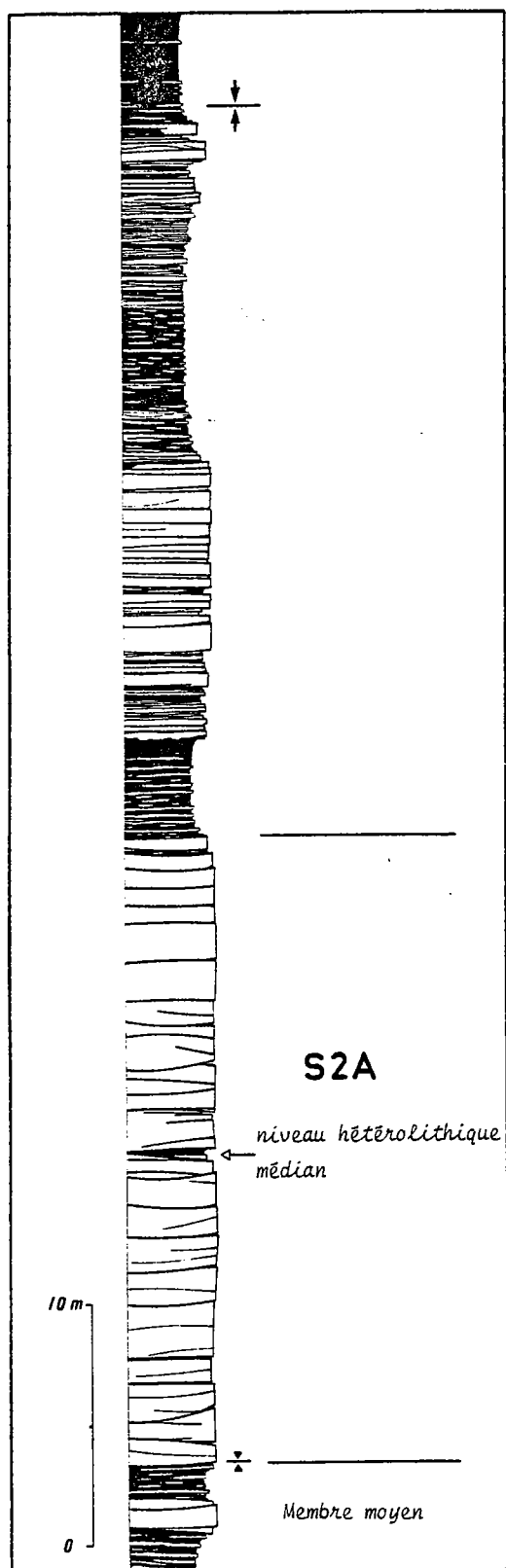


Fig. 48. - Localisation du lithofaciès S2A dans le Grès armoricain supérieur de la Pointe du Gouin (Presqu'île de Crozon).

vergents (Pl. 16, fig. 1)

- de rides à crêtes droites dont la morphologie (flancs amont et aval concaves) indiquent plutôt une mise en place par un écoulement oscillatoire ("vortex ripples", cf. Harms & al., 1982 ou *rides de vortex*)

- de rides interférentes polygonales maillées ("ladder ripples") (Pl. 16, fig. 2).

Ces corps sédimentaires, de taille différente, se superposent de la manière suivante : les litages obliques tabulaires sont érodés et remaniés par des litages obliques arqués (Pl. 17, fig. 3) et par des rides de courants (Pl. 15, fig. 4), les litages obliques arqués sont repris par des rides de vortex et des rides de courant. Localement, les litages obliques tabulaires passent latéralement à des litages obliques arqués.

* approche hydrodynamique

La granulométrie du sédiment demeurant sensiblement constante avec un grain moyen variant autour de 100μ (intervalle de variation totale, 100 à 250μ , selon C. Noblet, comm. orale), on peut tenter de replacer les corps observés dans le diagramme de D. M. Rubin & D. S. Mac Culloch (1980) (fig. 50). Il apparaît clairement que, pour cette granulométrie, les champs de stabilité des rides et des grandes rides ("large ripples" : hyperdunes et dunes) sont très étroits et le passage de l'une à l'autre de ces catégories se fait pour des variations très faibles de la vitesse des écoulements qui, de toute façon, demeurent modérés. Seule la présence de surfaces planes d'érosion pavée d'éléments grossiers (e. g. celle de base du lithofaciès à la limite avec le Membre moyen) indiquent soit des élévations sensibles de la vitesse des écoulements, soit un changement de régimes hydrodynamique. La distinction entre dunes et hyperdunes semble essentiellement liée à la profondeur. Les grands corps sédimentaires décarnétriques, qui n'ont pas été observés ici, ne se produisent qu'à des profondeurs supérieures à 10 m., ce qui semblerait indiquer une mise en place en eaux peu profondes du lithofaciès étudié. Il convient cependant d'être prudent à ce niveau d'interprétation car les études hydrauliques qui sont à la base du diagramme concernent essentiellement des sédiments plus grossiers.

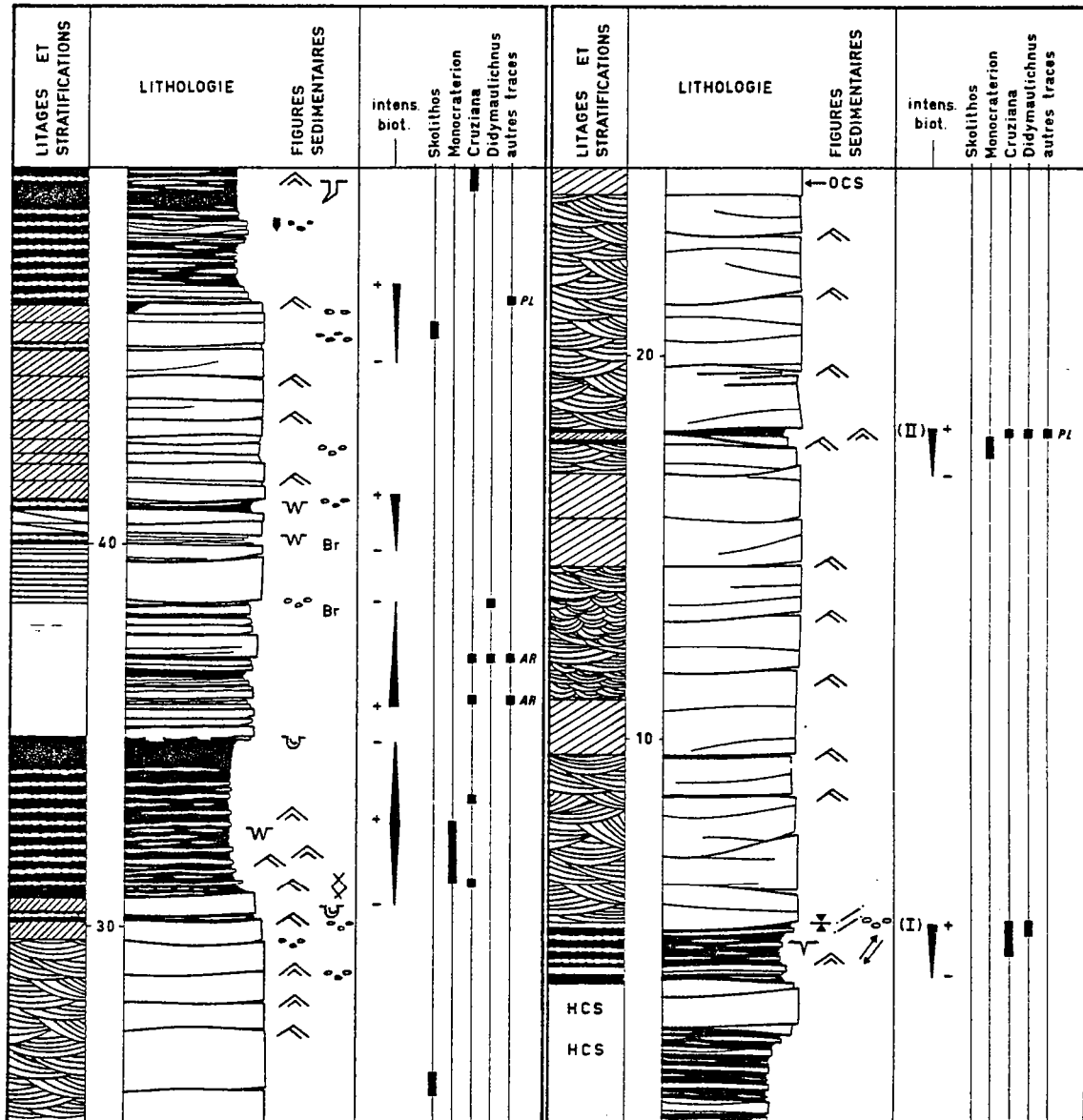


Fig. 49. - Colonne sédimentologique et répartition des traces fossiles dans le lithofaciès S2A. Grès armoricain supérieur, Pointe du Grand Gouin (Presqu'île de Crozon).

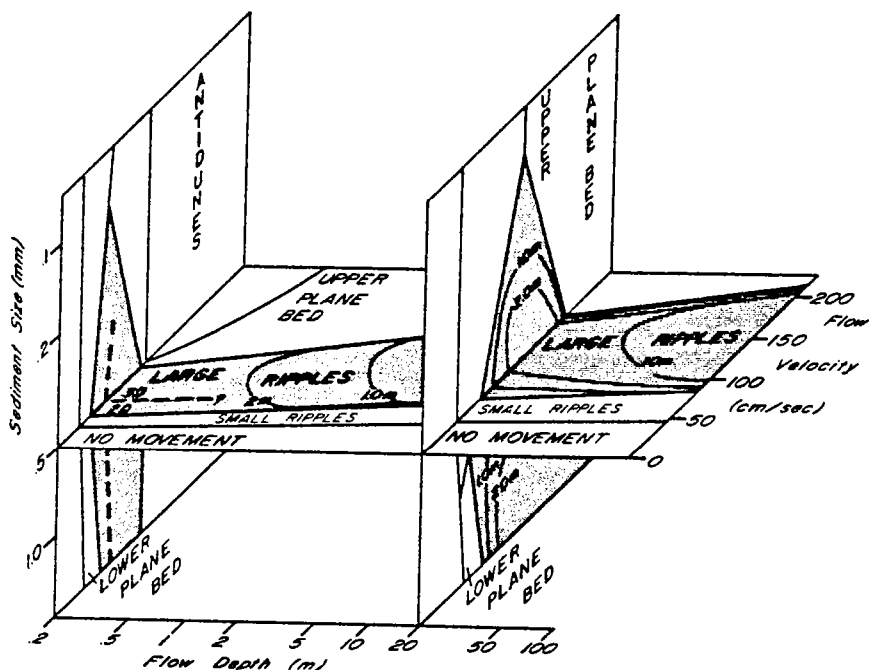


Fig. 50. - Diagramme en trois dimensions "profondeur - vitesse - granulométrie". J. C. Harms & al. (1982), d'après D. M. Rubin & D. S. Mac Culloch (1980).

* paléocourants

Les mesures réalisées dans chacune des quatre grandes unités à litage oblique tabulaire plurimétriques du lithofaciès S2A (fig. 49) donnent des résultats divergents (fig. 51) mais une composante Nord apparaît cependant (fig. 52). La dispersion est moins forte que pour les litages obliques tabulaires de taille inférieure dont les deux maxima sont situés l'un vers le Nord (sens moyen N 12), l'autre vers le Sud-Est (sens moyen N 144). Quant aux mesures des litages obliques arqués (auges), elles s'organisent autour de deux sens : N 70 et N 285, sensiblement perpendiculaires aux précédents (fig. 52), avec toutefois une nette prédominance des écoulements E. NE.

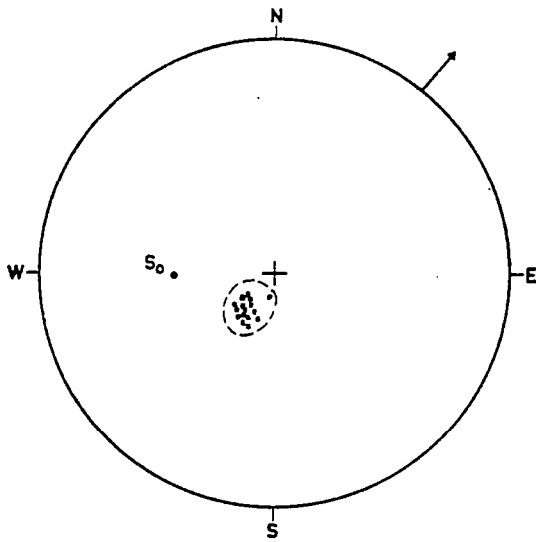
Etant donné que les champs de dispersion des mesures effectuées sur ces diverses catégories se superposent en partie, il est possible statistiquement d'obtenir un sens résultant sensiblement NE. Mais il semble difficile de ne pas distinguer des sens de migration différents pour chacun de ces deux grands types de litages.

La migration sédimentaire dominée indiquée par les litages obliques arqués qui se rencontrent dans la majeure partie du lithofaciès, se fait essentiellement vers l'E-NE alors que les épisodes à grands litages obliques tabulaires correspondent plutôt à un transport vers le Nord. La tendance générale montre cependant assez nettement une localisation préférentielle des sens dans le cadran N-E (fig. 53). Dans les deux cas, on observe également des maxima secondaires indiquant des sens opposés (fig. 52). Les données peuvent être interprétées comme des indices de l'influence de marées et de courants de dérive littorale ("longshore currents").

* litages déformés par glissements et litages composites

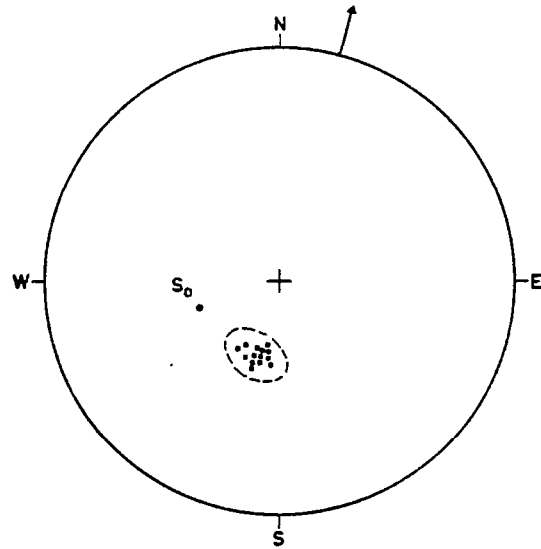
Diverses observations dans le lithofaciès peuvent s'interpréter comme indicateurs d'une surface de dépôt localement inclinée. Il s'agit :

- de litage oblique déformé ("overturned cross stratification") également appelé *structure en*



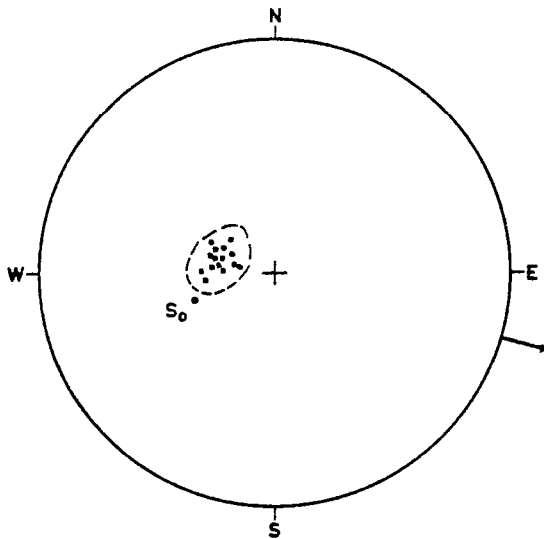
Pendage maximum : 21°
 Direction sédimentaire moyenne : N 130
 Sens de transport : N 40

D



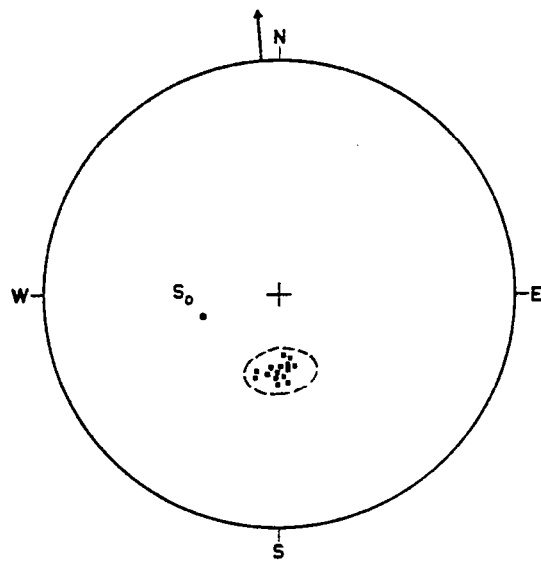
Pendage maximum : 32°
 Direction sédimentaire moyenne : N 105
 Sens de transport moyen : N 15

C



Pendage maximum : 26°
 Direction sédimentaire moyenne : N 15
 Sens de transport moyen : N 105

A



Pendage maximum : 32°
 Direction sédimentaire moyenne : N 85
 Sens de transport moyen : N 355

B

Fig. 51. - Sens de transport des quatre principales unités à litage oblique tabulaire contenues à l'intérieur du lithofaciès S2A, pointe du Grand Gouin. Les plans des litages sont représentés par leur pôle. Projection sur l'hémisphère inférieure, canevas de Schmidt.

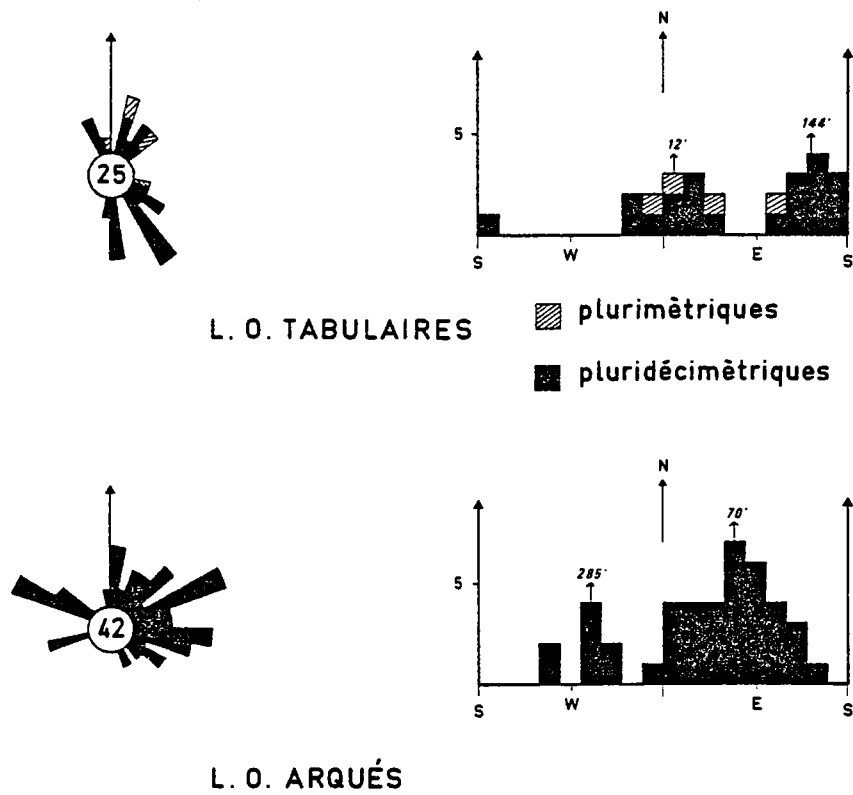


Fig. 52. - Répartition des sens de transport pour les litages obliques arqués et les litages obliques tabulaires du lithofaciès S2A. Pointe du Grand Gouin.

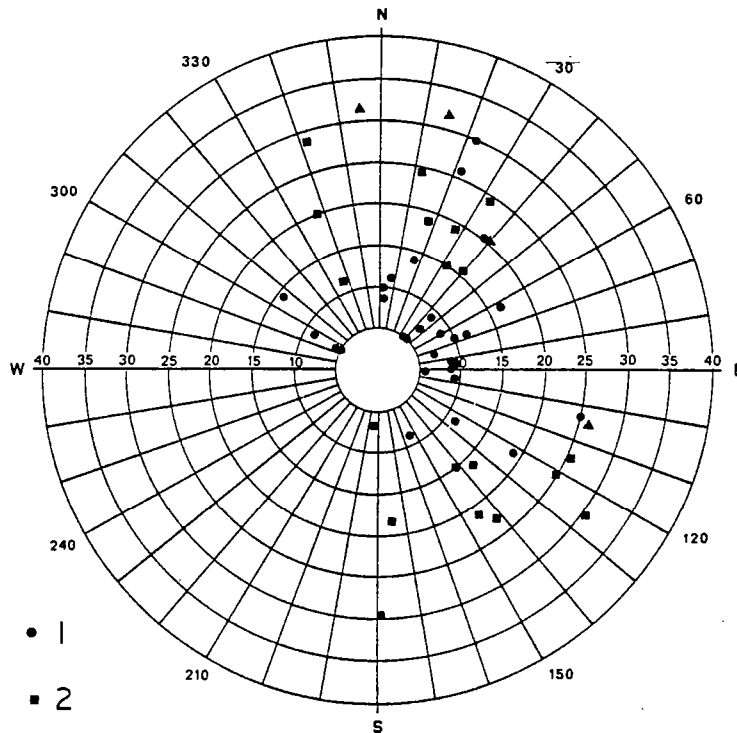


Fig. 53. - Pente et sens de transport des différents types de litages du lithofaciès S2A. 1 = litages obliques arqués (auges) ; 2 = litages obliques tabulaires pluridécimétriques ; les litages obliques tabulaires plurimétriques sont représentés par les quatre triangles noirs.

omelette ("omelette structure", cf. M. R. Leeder, 1982) (fig. 49 : O. C. S. ; Pl. 16, fig. 5). Cette figure très particulière qui est considérée comme liée à la liquéfaction du sédiment affecte habituellement les litages frontaux des dunes sous-aquatiques (Allen & Banks, 1972).

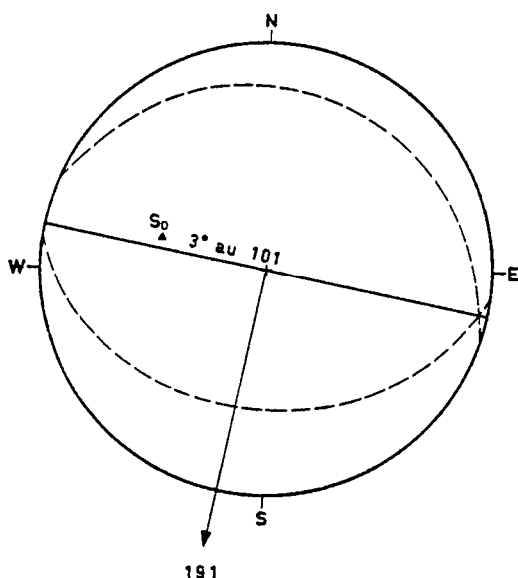


Fig. 54. - Reconstitution du déversement du litage oblique déformé (O. C. S.) après restauration. La flèche indique le sens de déversement (191°). Projection sur l'hémisphère inférieure, canevas de Schmidt.

Après correction tectonique, les mesures montrent que le plan axial de la structure est subhorizontal (3° à N 101), ce qui donne un déversement vers N 191 (fig. 54). Ce sens est différent de celui de la migration sédimentaire déterminée dans la même unité par l'inclinaison des plans obliques non déformés (Pl. 17, fig. 2) et qui se fait vers N 40 (fig. 51 D). Il semble donc que cette structure soit liée à un glissement du sédiment liquéfié sur une légère pente qui, cependant, n'était pas suffisante pour diriger le transport

- de fronts de progradation de dunes, en partie glissés.

Au lieu d'être concaves, les fronts de progradation des dunes rectilignes visibles sur une grande surface dégagée au sommet du lithofaciès (Pl. 15, fig. 1) sont nettement convexes, forment un bourrelet frontal et, repoussent les rides qu'ils devraient normalement recouvrir (Pl. 16, fig. 3 et 4). Toute la longueur des fronts est plus ou moins affectée par ces glissements mais les parties nettement glissées ont

un sens (N 90) qui diverge, comme précédemment, du sens de progradation des dunes (N 120).

- d'axes d'auges anormalement inclinés.

La méthode utilisée pour la mesure des litages obliques (chap. II, tableau 3) met en évidence non seulement le sens de progradation mais également le pendage des axes des auges. La majorité des axes a des inclinaisons inférieures à 15°, mais six d'entre eux ont des pentes anormalement élevées comprises entre 17° et 32° (fig. 53). De plus les sens de transport résultants ne sont pas homogènes et varient entre N 20 et N 120. Ces structures peuvent être rapportées aux litages composites ("*compound cross stratification*") décrits notamment par R. G. Walker & J. C. Harms (1972) et par J. C. Harms & al. (1975).

Dans ce cas, l'inclinaison anormale des axes vient vraisemblablement de la localisation des auges sur les flancs d'une mégastucture sableuse de grande étendue, ce qui peut également expliquer la variation des sens observés.

Il faut noter que les structures de glissement ne se rencontrent que localement et particulièrement à la pointe du Grand Gouin. Ceci, joint aux observations précédentes montrant que ces glissements sont liés à des mégastuctures et à leur indépendance par rapport à la migration sédimentaire, indique qu'ils ne sont pas dus à une inclinaison générale de la plateforme du Grès armoricain mais à des irrégularités locales.

* critères bathymétriques

L'affleurement de la plage du Courrijou comporte une remarquable surface à rides décri-

te ou figurée par de nombreux auteurs (cf. chap. III, p. 21) (Pl. 16, fig. 1). Elle a été interprétée par C. Babin & Y. Plusquellec (1969) comme correspondant à une plage fossile à partir de deux observations principales :

- la présence de figures de ruissellement ("*rill marks*") sur le talus reliant deux niveaux différents recouverts de rides
- la forme arquée des rides du niveau inférieur qui ne sont pas déformées par l'écoulement responsable de la formation des rides du niveau supérieur. Cette forme arquée est expliquée par l'amortissement d'un courant s'étalant dans la dépression formée par le niveau inférieur.

L'étude sédimentologique détaillée de l'affleurement montre que le talus séparant les deux niveaux de rides est en fait un front de progradation de dune. Des exemples similaires existent d'ailleurs en divers points de la même coupe (Pl. 15, fig. 1 et fig. 4). Cette dune, dont le toit est remanié par des rides linguoïdes, migre sur une surface inférieure affectée antérieurement par d'autres rides de courant. De tels ensembles sont fréquemment observables dans les milieux intertidaux actuels (par exemple en baie du Mont-Saint-Michel). La disposition des rides sur la surface inférieure correspond à un *éventail unitaire* de rides ("*ripple fan*") défini dans l'actuel par J. R. L. Allen (1968) qui d'ailleurs a récemment figuré cette surface du Courrijou comme un bel exemple fossile de ce type de structure (1980, vol. B, fig. 4.19 d). Chaque ensemble de rides résulte de lignes de courant parallèles au sens principal moyen pouvant être dégagé pour chaque éventail. Toutefois ces structures sont parfois interprétées comme la conséquence de courants contraires (Boersma & al., 1968). Des ensembles similaires de rides en éventail sont également visibles sur les versants amonts des dunes à fronts de progradation glissés, décrits précédemment (Pl. 15, fig. 1). Les rides en éventail se rencontrent, en effet généralement, sur les flancs amonts de dunes mises en place dans des environnements (actuels et anciens) très divers : éoliens, deltaïques, intertidaux, abyssaux (Allen, 1980) et ne peuvent donc pas être retenus comme critères bathymétriques..

En ce qui concerne les striations qui affectent le front de progradation, certains caractères infirment leur origine par ruissellement :

- elles ne sont jamais anastomosées ou dichotomisées comme le sont typiquement des figures de ruissellement (Pl. 16, fig. 6),
- elles montrent des directions divergentes qui le plus souvent ne correspondent pas à la plus grande pente du talus (Pl. 16, fig. 1).

L'origine de ces striations est difficile à expliquer dans l'état actuel des observations, mais leur attribution aux figures de ruissellement étant écartées, on ne peut réellement les utiliser comme marqueurs d'émersion.

Cependant nous avons vu que l'analyse des litages laissait supposer une profondeur assez faible (inférieure à 10 m ?) et que l'étude des paléocourants suggérait des influences tidales. Ces dernières semblent d'ailleurs confirmées par l'existence, dans les unités à litage oblique tabulaire, de discontinuités (surfaces de réactivation) interprétées par J. D. Collinson (1970), J. D. Collinson & D. B. Thompson (1982) comme liées à l'influence de courants tidaux réverses. Quelques indices laissent supposer que cette forte influence tidale conduisait au moins localement à une émersion :

- au sommet du Membre moyen et à quelques dizaines de centimètres de la base du lithofaciès, un réseau de fentes en V, partiellement dégagé, semble bien correspondre à des fentes de dessiccation (réseaux polygonaux, fentes à bords droits)
- au sommet du lithofaciès s'observent des rides interférentes maillées ("*ladder ripples*") (Pl. 16, fig. 2) qui, dans l'actuel, se forment juste avant l'émersion lors du reflux (Collinson & Thompson, 1982, fig. 6-4).

β) Ichnofaune associée

L'une des principale différence de ce lithofaciès avec le lithofaciès homolithique S2B est la très faible bioturbation endichniale des strates. L'activité organique (*Monocraterion*, *Cruziana*, *Didymaulichnus*, *Planolites*, ...) se manifeste surtout dans les niveaux hétérolithiques (fig. 49). Les rares traces fossiles existant dans les strates sont cependant les mêmes que celles du lithofaciès S2B (*Skolithos*). Deux surfaces inférieures de banc, l'une à la base du lithofaciès (I) et l'autre dans le niveau hétérolithique médian (II), (fig. 55) comportent des pistes

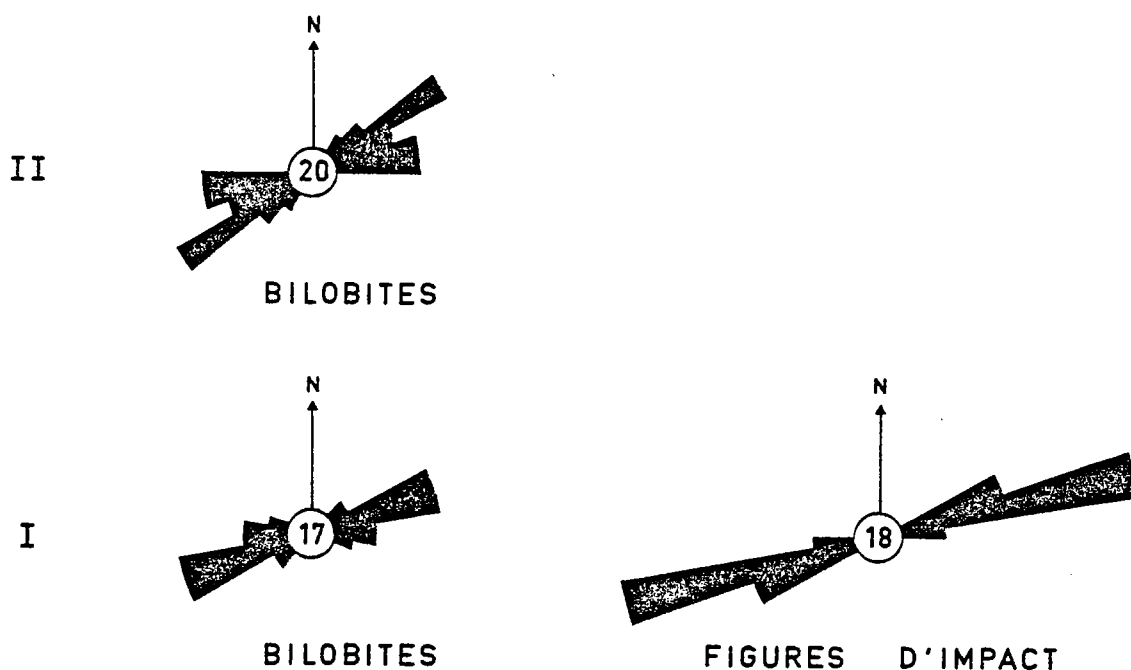


Fig. 55. - Concordance des directions de courants indiquées par les figures d'impact et des directions de traces bilobées (*Cruziana*).
I : base du lithofaciès S2B ; II : niveau hétérolithique médian. Pointe du Grand Gouin (Presqu'île de Crozon).

bilobées (*Cruziana*), planes ou concaves. Les pistes parallèles les unes aux autres s'alignent suivant une direction privilégiée (N 65 et N 74) (fig. 55) qui pour le niveau I concorde avec la direction du courant donné par les figures d'impact ("prod casts"). Ces directions s'accordent par ailleurs avec l'un des maxima obtenu par les mesures de litages obliques arqués (N 70) (fig. 52). Il s'agit là d'un phénomène de *rhéotaxie*. Les *Cruziana* sont interprétés comme des déplacements d'organismes de type Arthropodes (chap. IV, ichnogenus *Cruziana*, p. 42). Ces organismes se déplaçaient donc parfois dans la direction des courants, probablement pour une activité nutritionnelle.

a2) Lithofaciès homolithique S2B à *Skolithos* (Grès armoricain inférieur de la Pointe de Kerroux ; Pointe de Dinan) (fig. 56 et 57)

α) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt

La diversité des litages est plus marquée que dans le lithofaciès précédent. Parmi les litages obliques tabulaires et arqués, les litages plans ou à faible pente sont bien développés et des litages d'avalanches, à intraclastes argileux imbriqués, apparaissent parfois. Des sur-

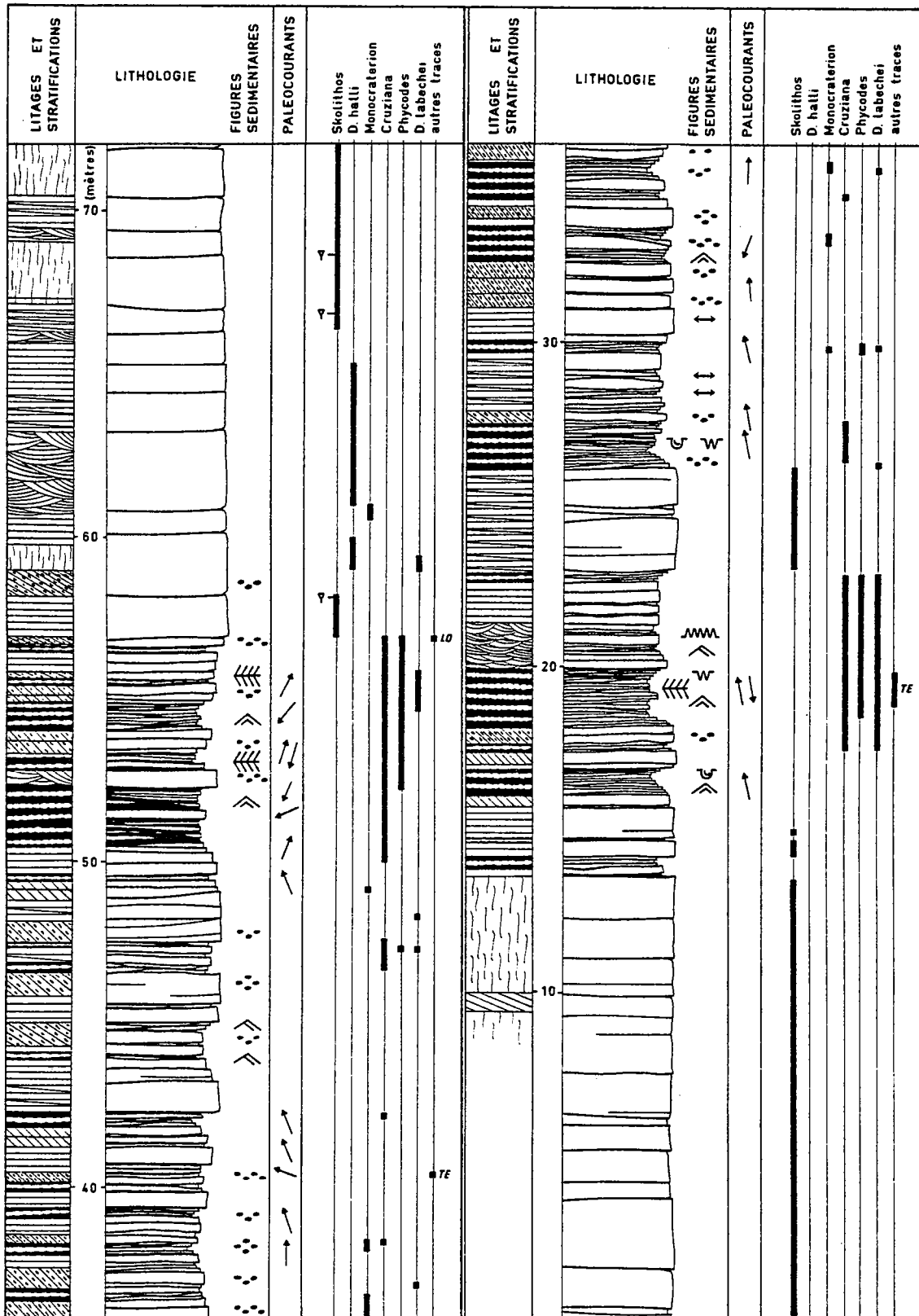


Fig. 56. - Répartition des traces fossiles et colonne sédimentologique dans les lithofaciès S2B à *Skolithos* et H2 à *Cruziana*. Grès armoricain inférieur, Pointe de Kerroux (Presqu'île de Crozon).

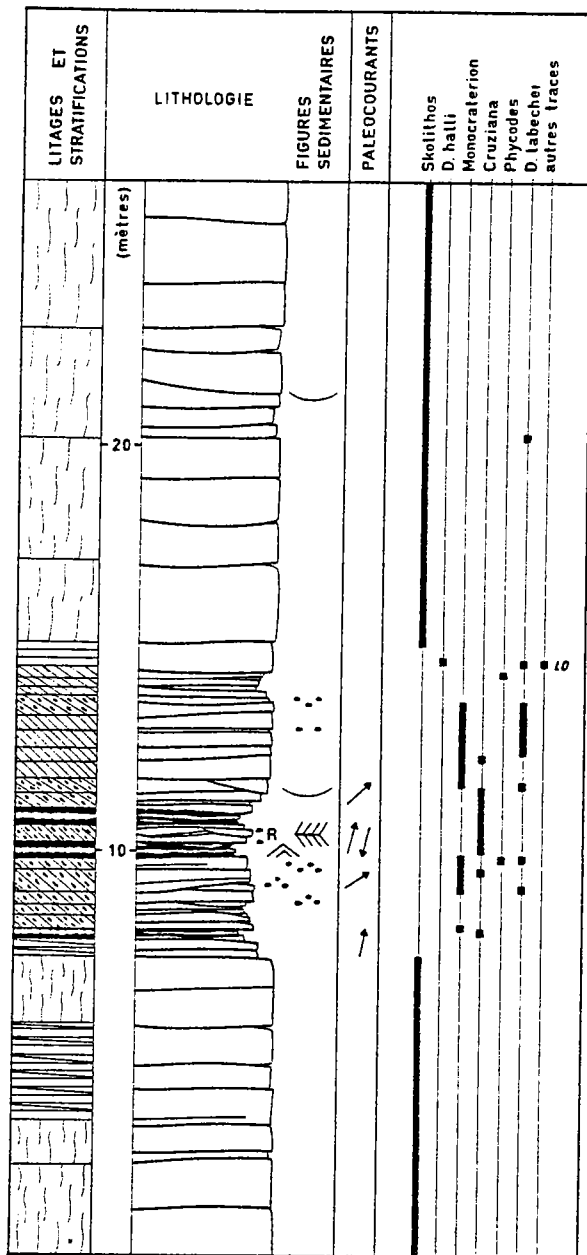


Fig. 57. - Répartition des traces fossiles et colonne sédimentologique dans les lithofaciès S2B à *Skolithos* et H2 à *Cruziana* de Porz Koubou, Pointe de Dinan (Presqu'île de Crozon).

et le fait qu'ici les cônes sont particulièrement développés, nécessitent des périodes de calme permettant le surcreusement du terrier dans les trois dimensions de l'espace. En outre, une étude détaillée des strates révèle des surfaces érosives internes tronquant *D. halli* et *Skolithos* (Pl. 6, fig. 4) et marquant donc des épisodes d'énergie élevée. Dans d'autres coupes du lithofaciès arénacé à *Skolithos*, *Diplocraterion* complète l'assemblage ichnologique et les stades successifs de surcreusement du tube soulignent également la succession de périodes de dépôt et d'érosion (Goldring, 1962, 1964).

faces d'érosion irrégulières tronquent la structure interne des strates.

L'existence occasionnelle de litages en chevron et les sens opposés de paléocourants s'accordent avec une influence tidale qui paraît cependant peu marquée mais qui pourrait expliquer, selon K. Swett & al. (1971), la présence de surfaces d'érosion convexes.

β) Ichnofaune associée. - L'une des principales caractéristiques de ce lithofaciès est l'abondance de *Skolithos* dont la densité de peuplement masque parfois entièrement la structure de la strate (Pl. 7, fig. 2). Les particularités morphologiques de cette trace m'ont conduit à l'interpréter comme le réajustement du terrier d'un organisme vivant dans un substrat sableux mobile (ichnogénus *Skolithos*, chap. IV, p. 64). Cette mobilité du substrat est sans doute liée à la migration des corps sédimentaires (dunes et hyperdunes) constituant le lithofaciès. Il semble exister un certain équilibre entre la vitesse de sédimentation et la progression de l'ichnopofète puisque les terriers sont parfaitement réguliers. Localement cependant, des structures en cône de type *Monocraterion* (Pl. 8, fig. 4) peuvent indiquer des conditions différentes ; elles reflètent :

- soit des difficultés pour l'organisme à suivre le rythme de sédimentation
- soit un ralentissement de la sédimentation
- soit un éboulement d'une partie du terrier.

Skolithos et *Daedalus halli* coexistent dans ce lithofaciès bien que leur présence au sein d'un même banc n'ait pu être démontrée de façon stricte. En effet, la structure en cône spécifique de *Daedalus halli*, vue en section verticale et souvent mise en évidence par l'érosion actuelle, peut être confondue avec *Skolithos*. Les caractéristiques de *D. halli*

b) Lithofaciès hétérolithique H2 à *Cruziana* (Grès armoricain inférieur de la Pointe de Kerroux ; Pointe de Dinan) (fig. 56 et 57).

α) Caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt. - Ce lithofaciès comprend en fait plusieurs variantes en fonction de l'importance relative des grès et des pélites. Dans le membre inférieur, où les coupes étudiées ont été choisies, il s'agit de lithofaciès hétérolithiques à dominante gréseuse qui se différencient dans une sédimentation homolithique arénacée. Le passage entre lithofaciès est progressif. Les lithofaciès hétérolithiques sont principalement caractérisés par :

- la fréquence des stratifications madrée, ondulée et lenticulaire
- les strates gréseuses décimétriques à pluridécimétriques à litage plan ou à faible pente
- les litages obliques arqués de rides de courant
- les litages de rides de vague
- des litages d'avalanche à base sigmoïde
- l'abondance d'intraclastes argileux soulignant les litages
- des figures de charge et des pseudo-nodules indiquant un dépôt rapide du sédiment.

Les stratifications madrée, ondulée et lenticulaire, abondantes dans les zones intertidales actuelles, sont le plus souvent attribuées à l'activité rythmique des marées (Reineck & Wunderlich, 1968), mais elles peuvent également exister dans les dépôts de tempêtes (Mac Cave 1970, 1971 ; Hawley, 1981). Cependant, ici, leur association en ensembles composites épais apparaît spécifique d'une sédimentation sous action tidale (Reineck & Singh, 1980). D'autres faits vont également dans ce sens, il s'agit en particulier

- de l'agencement des litages d'avalanche en chevron (Pl. 17, fig. 1)
- de la présence de surface de réactivation cicatrisant l'action des courants tidaux réverses (Collinson, 1970 ; Klein, 1970)
- de drapages argileux entre des litages de vague à sens opposés
- de l'existence de chenaux.

D'autres éléments montrent que le milieu était soumis à des épisodes de haute énergie :

- les strates à litage plan horizontal ou à faible pente et à linéations de délit
- les concentrations de minéraux lourds mises en place par vannage, fréquentes dans les accumulations littorales. Ces accumulations sont semblables à celles décrites précédemment mais se situent dans un contexte sédimentologique différent
- les intraclastes argileux suggérant des arrachements de boue consolidée, soit par de forts courants tidaux soit par des tempêtes (Driese & al., 1981).

La présence de petites rides d'oscillation asymétriques ($\lambda = 2-3$ cm) ("mini-ripples" de Singh & Wunderlich, 1978), produites par le mouvement d'une eau très peu profonde, indiquent un milieu proche de l'émersion (Reineck & Singh, 1980, p. 33). Cependant les preuves formelles de cette émersion manquent car les fentes de retrait ne permettent pas de démontrer qu'ici la dessiccation est à l'origine du retrait de l'eau.

β) Ichnofaune associée. - La préservation de l'intense bioturbation est favorisée par l'hétérogénéité lithologique. La composition de l'assemblage de traces fossiles est constante pour ce lithofaciès aussi bien à la pointe de Kerroux qu'à la pointe de Dinan (fig. 56 et fig. 57). Elle fait apparaître une dominance des terriers surcreusés. L'ichnocoenose type se compose de *Cruziana* (*C. rugosa*, *C. furcifera*), *Phycodes*, *Monocraterion*, *Daedalus labechei*.

L'abondance de *Phycodes* (terriers flabelliformes surcreusés), de *Daedalus labechei* (terriers surcreusés latéralement et verticalement) et de *Cruziana* (traces de pacage d'Arthropodes) implique des temps de latence et de faibles apports sédimentaires facilitant une activité nutritionnelle.

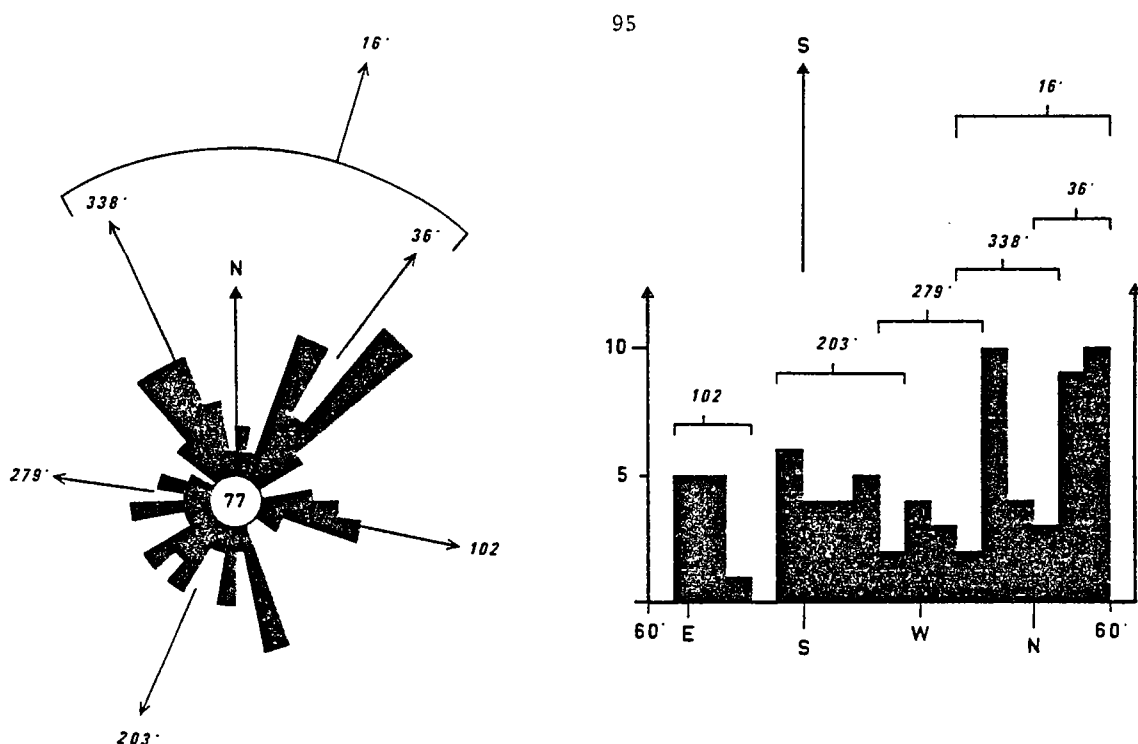


Fig. 58. - Répartition des sens de transport des structures sédimentaires des lithofaciès S2B et H2 à la pointe de Kerroux.

A. Diagramme des sens de transport mettant en évidence deux directions perpendiculaires comprenant chacune des sens parfaitement opposés.
B. Histogramme des mesures par classe de 20°.

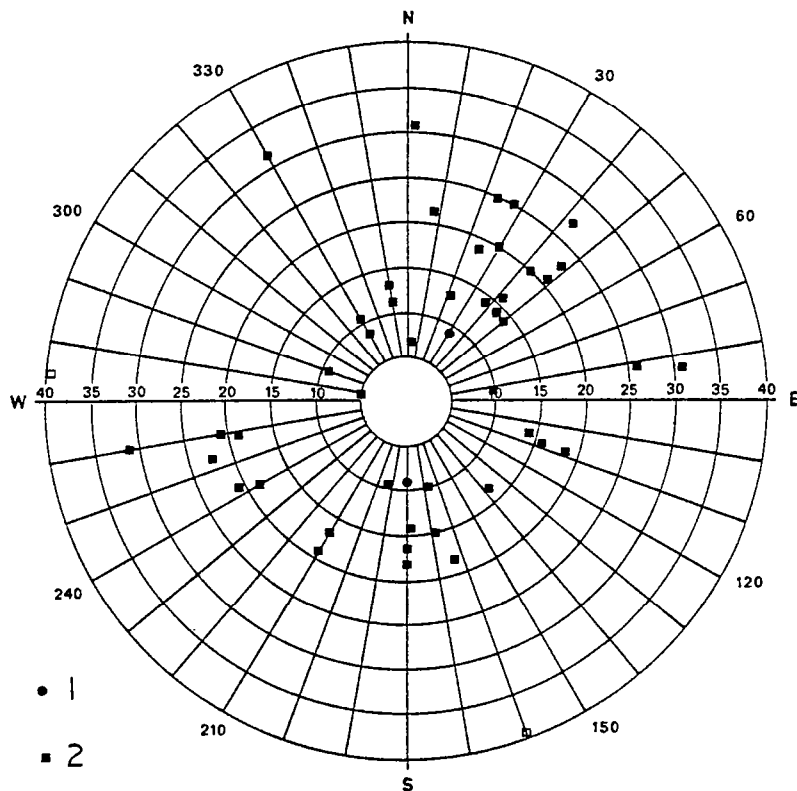


Fig. 59. - Diagramme montrant la pente et le sens de transport des différents types de litages des lithofaciès S2B et H2, à la pointe de Kerroux.

1 : litages obliques arqués (auges).
2 : litages obliques tabulaires.

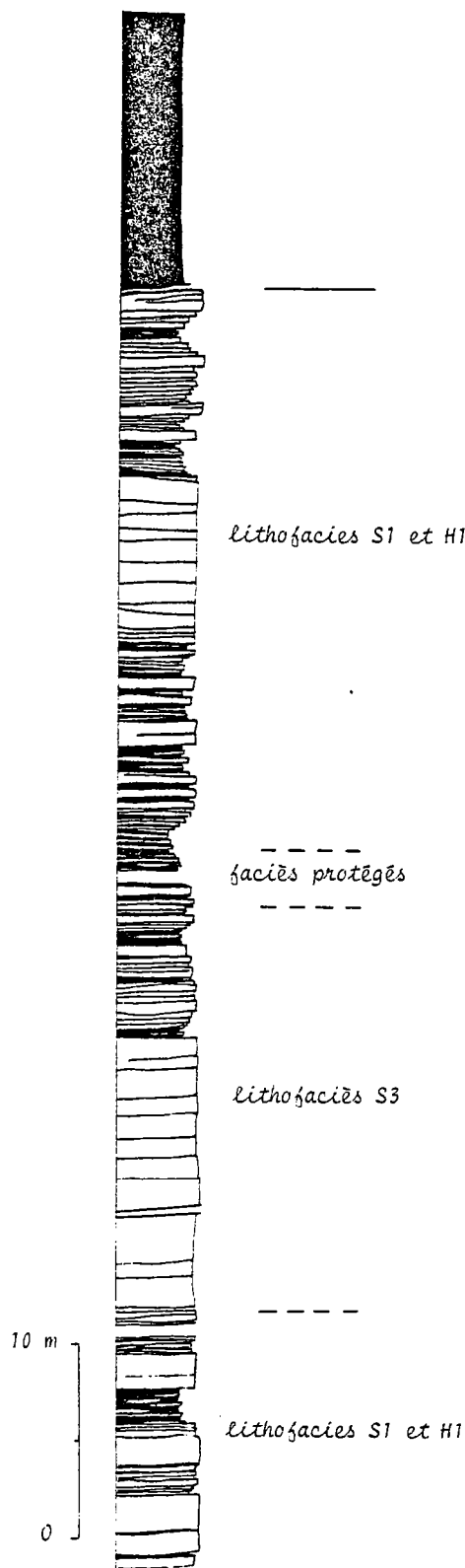


Fig. 60. - Localisation du lithofaciès S3 à la pointe de Kerroux.

c) Lithofaciès homolithique arénacé S3. -

(Grès armoricain supérieur de Beg Avel) (fig. 60)
Cette unité lithologique homolithique se distingue, dans la coupe de Beg Avel, par des caractères sédimentologiques particuliers.

a) Caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt. - Les strates pluridécimétriques

de grès fins quartzitiques sont bien individualisées, à bonne continuité latérale et séparées par de fins joints pélitiques. On peut y relever :

- des litages bien développés de rides chevauchantes à versant érodé, de type A (Jopling & Walker, 1968 ; Allen, 1973) ou subcritiques (Hunter, 1977) (Pl. 18, fig. 1) et à faibles angles de chevauchement (30°)

- des litages obliques arqués de rides de courant
- des litages obliques plans fortement sigmoïdes, latéralement étendus

- des litages plans ou faiblement pentés qui, lorsqu'ils succèdent aux rides chevauchantes, présentent de faibles ondulations progressivement atténuées, de même longueur d'onde que les rides.

Ces caractéristiques le distinguent très nettement des lithofaciès homolithiques S1, riches en litage oblique en mamelon, qui l'encadrent (fig. 60).

La présence dans ce faciès de rides chevauchantes subcritiques indique qu'une composante verticale s'ajoute à la migration latérale, déterminant ainsi une aggradation sédimentaire qui est le trait marquant de cette unité. Cette aggradation est également l'indice d'un transport en suspension d'une forte charge sédimentaire. Le taux de sédimentation peut d'ailleurs être estimé, à partir de la relation suivante (Allen, 1971) :

$$R_* = K \frac{\tan \zeta D_*^{3/2}}{H}$$

avec R_* : taux de dépôt ($\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$)

K : constante

ζ : angle de chevauchement (en degrés)

D_* : taille du sédiment (cm)

H : amplitude des rides (cm)

Pour un angle de chevauchement de 30°, un sédiment d'une taille moyenne de 100 à 120 μ et pour une amplitude de 0,75 cm, le taux de sédimentation est ici de l'ordre de 0,039 à 0,051 $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{s}$ soit encore 0,2 à 0,3 mm/s. (pour une masse volumique de 1,6 g/cm^3).

B) Bioturbation. - La bioturbation est assez abondante mais de type déformatif. Il s'agit presque uniquement de traces endichniales fréquemment tronquées. Elle indique une sédimentation discontinue, variable, marquée par des périodes d'érosion (Howard, 1975 ; 1978).

d) Lithofaciès homolithique pélitique P. - Ce lithofaciès n'existe que dans le Membre moyen sur le flanc Nord du synclinorium d'Angers, à la Tranchée des Granges (fig. 61) ainsi que dans les synclinaux du Sud de Rennes, à la Corbinière (fig. 62). Il est formé par des pélites noires, parfaitement monotones, dont le faciès est semblable à celui des formations détritiques à grain fin sus-jacentes au Grès armoricain (Formation des Schistes d'Angers, Formation de Traveusot, et assimilées, cf. Tableau 1, chap. I). Ces pélites ne sont pas bioturbées et ne paraissent pas ampéliteuses. Aucune faune de type pélagique n'a été retrouvée jusqu'à présent dans les lithofaciès homolithiques pélitiques du Grès armoricain alors qu'elle existe dans les formations sus-jacentes de faciès très voisins.

2) LES MILIEUX DE DEPOT.

Les caractéristiques des différents lithofaciès ont permis de dégager les traits essentiels des conditions de dépôt.

a) Lithofaciès homolithiques arénacés S2

Trois tailles de corps sédimentaires (rides, dunes, hyperdunes) ont été observés dans ces lithofaciès. Ces corps se superposent et migrent sous l'action d'écoulements multidirectionnels (oscillation et courants) dont les intensités et les sens varient. Les courants sont l'élément marquant du lithofaciès et résultent probablement en partie de vagues tidales. L'examen des structures sédimentaires révèle un paléomilieu sous influence tidale soumis à des régimes hydrodynamiques faibles à modérément élevés. L'alternance des phases de dépôts, d'arrêts de sédimentation et d'érosions mise en évidence par les traces fossiles marque une sédimentation chronique hachée, discontinue et à évolution rapide.

Dans un tel contexte, l'adaptation aux conditions du milieu devient vitale pour les organismes.

Dans le lithofaciès S2B, *Skolithos* traduit cette adaptation par un tropisme vertical lié à la mobilité du substrat sableux.

Pour le lithofaciès S2A, les corps sédimentaires sont contenus dans une mégastructure sableuse dont l'instabilité contrarie l'implantation d'une bioturbation endichniale.

b) Lithofaciès hétérolithique H2 à *Cruziana*

Comme dans le lithofaciès à *Skolithos* le rythme de sédimentation est discontinu, mais les périodes calmes sont plus importantes et permettent le dépôt de matériel fin et une intense activité organique. Des épisodes de haute énergie (litage plan) marquent localement la sédimentation et peuvent indiquer un milieu côtier (Clifton, 1969 ; Clifton & al., 1971). Les différentes structures sédimentaires caractérisant le lithofaciès (minirides, stratifications lenticulaires, structures en chevron, surfaces érosives en forme de chenal, intraclastes argileux) sont communes dans les dépôts tidaux (intertidal ou subtidal haut) (Klein 1970, 1971, 1977 ; Hobday & Eriksson, 1977 ; ...). La bipolarité principale des mesures d'écoulements (fig. 58 et 59) confirme cette proximité du paléorivage, l'asymétrie de l'écoulement s'expliquant alors par des courants tidaux de force inégale.

Le milieu, nettement soumis aux influences tidales, était proche de l'émersion, sinon temporairement émergé.

c) Lithofaciès homolithique S3

Les caractéristiques du lithofaciès traduisent une accrétion verticale et tranchent

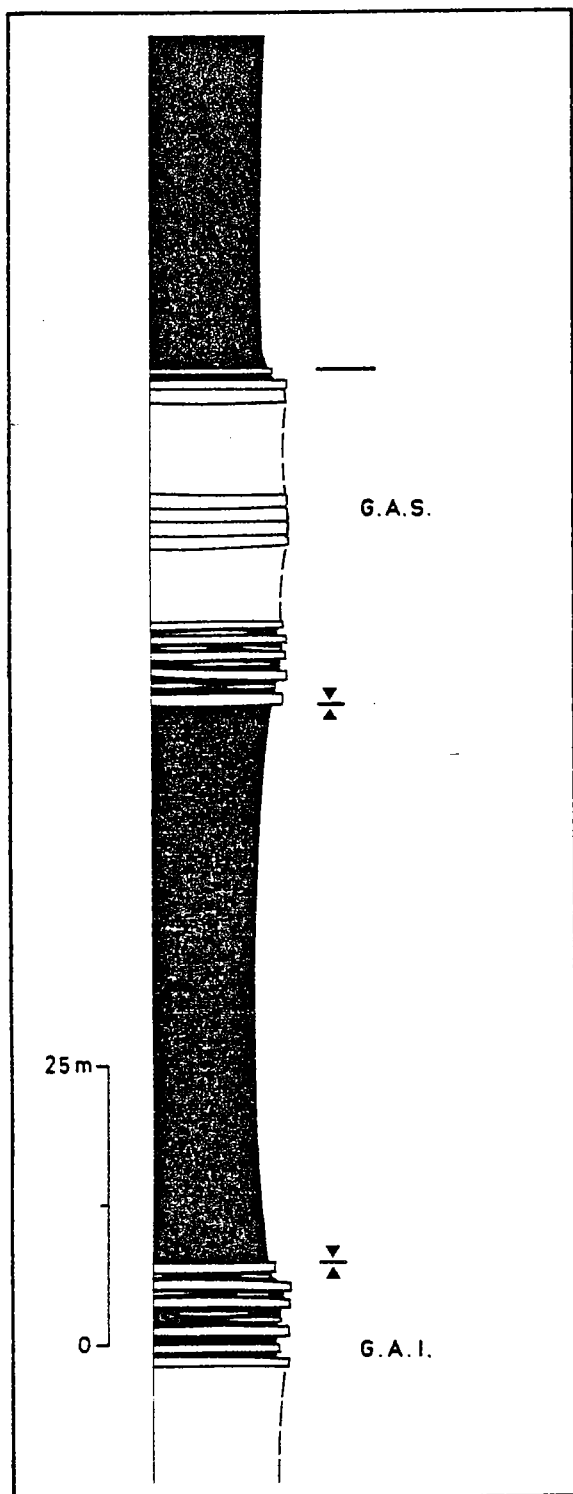


Fig. 61. - Les lithofaciès pélitiques de la Tranchée des Granges (Angers) G.A.I. : Grès armoricain inférieur ; G.A.S. : Grès armoricain supérieur.

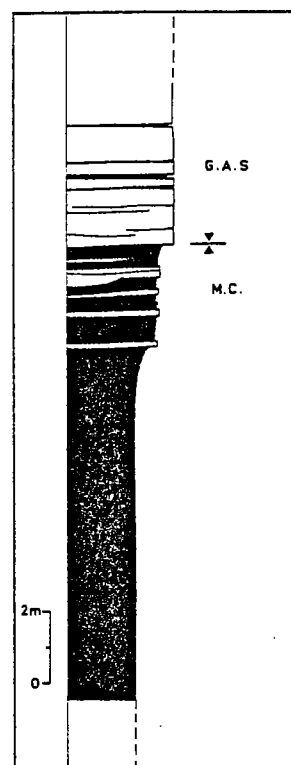


Fig. 62. - Lithofaciès pélitique du Membre moyen (M. C. = Membre de Congrier) à la Corbinière (Synclinaux du Sud de Rennes).

nettement des lithofaciès encaissants. Les surfaces d'érosion y sont également moins marquées ce qui semble contribuer à la préservation d'une sédimentation de taux plus élevé. Ce lithofaciès est très localisé et marque une rupture dans la sédimentation épisodique largement dominante dans le Grès armoricain supérieur de Beg Avel. Aucun caractère évident d'influence des tempêtes et aucun critère d'influence tidale n'ont pu y être reconnus.

De nombreux exemples de dépôts formés par des corps aggradants ("*subcritical cross stratification*" de J. R. L. Allen, 1980 ; "*bedform climbing*" de D. M. Rubin & R. E. Hunter, 1982) ont été décrits dans des environnements divers (des turbidites aux dépôts fluviatiles) mais ce type de sédimentation est apparemment très rare dans les milieux peu profonds sous influence tidale (Allen, 1980).

La position de ce lithofaciès au sein des dépôts de tempêtes, les caractères de mobilité du sédiment et son association avec un lithofaciès hétérolithique de type H2 peuvent permettre de l'interpréter comme une barre "*d'offshore*" (en déplacement ?) alimentée par les sédiments mis en mouvement lors des tempêtes. Cette barre évoluerait en milieu de plateforme dominée par les vagues et créerait une zone haute favorisant l'installation d'une sédimentation plus calme.

d) Lithofaciès homolithiques pélitiques P

Il n'existe pas de critères marqueurs d'environnement dans ce lithofaciès, mais sa nature lithologique dénote un milieu de décantation tranquille, sans apport sableux, et probablement situé en-dessous de la limite d'action des vagues. Il faut souligner que les formations pélitiques sus-jacentes au Grès armoricain (Formations des Schistes d'Angers, de Traveusot et assimilées), dont les caractéristiques sédimentologiques sont semblables, en partie, à celles de ce lithofaciès, ont été interprétées comme des dépôts de milieu marin franc (Bradshaw, 1963 ; Babin, 1966), localisés en-dessous de la limite d'action des vagues permanentes (Guillocheau & Rolet, 1982), mais à une profondeur maximale de 200 m (Guillocheau, 1983).

Il s'agit donc d'un milieu différent de ceux qui ont été définis précédemment pour le Grès armoricain.

CONCLUSIONS.

L'ensemble des données ichnologiques et sédimentologiques démontre les relations étroites existant entre les assemblages de traces fossiles et les conditions chroniques de sédimentation.

Les assemblages de traces fossiles reconnus dans le Grès armoricain confirment globalement les zonations bathymétriques de A. Seilacher (1967a). Ces associations constantes reconnues sont :

- (1) *Skolithos* - *Diplocraterion* - *Daedalus halli*
- (2) *Cruziana* - *Monocraterion* - *Daedalus labechei* - *Phycodes*

Dans les lithofaciès S2 et H2, les structures sédimentaires révèlent des paléomilieux parfois émergés et nettement soumis aux influences tidales. L'asymétrie des écoulements mise en évidence par les mesures de paléocourants est expliquée par des courants tidaux de force inégale.

Les lithofaciès S3 et P sont attribués à des milieux plus profonds, soit respectivement :
 - barre "*d'offshore*" évoluant dans les mêmes milieux que les lithofaciès de tempêtes S1 et H1
 - milieu de décantation tranquille situé en-dessous de la limite d'action des vagues pour le lithofaciès P (par analogie avec les formations pélitiques sus-jacentes au Grès armoricain).

C - LES UNITES HETEROLITHIQUES DU MEMBRE MOYEN

Les lithofaciès hétérolithiques sont préférentiellement développés dans le Membre moyen qui sépare les unités inférieure et supérieure principalement arénacées. Ces lithofaciès sont bien exposés dans deux coupes de la presqu'île de Crozon :

- à la pointe de Morgat (falaises du Kador)
- près de la pointe du Grand Gouin à Camaret (anse du Gouin).

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES

a) Le Membre moyen (Membre du Gador) à Morgat

Le passage entre les lithofaciès homolithiques à *Skolithos* du Grès armoricain inférieur et les lithofaciès hétérolithiques du Membre moyen est tranché. Des pélites reposent directement sur le toit de l'unité inférieure et le contact ne montre aucune trace de remaniement.

Certains caractères dont la signification sédimentologique a déjà été analysée précédemment sont présents dans l'ensemble du Membre moyen. Ils démontrent l'influence des tempêtes. Il s'agit :

- de la dichotomisation de certaines strates
- de la présence de litage oblique en mamelon
- des limites érosives soulignées par des accumulations clastiques grossières composées d'intraclastes argileux, de bioclastes (fragments de lingules) et d'éléments divers (dont des quartz anguleux par endroits)
- de l'existence de séquences distales de même type que celles décrites à Beg Avel (séquences à litage plan - séquences à litage en mamelon)
- des gouttières érosives de base de banc ("*gutter casts*").

Ces épisodes de sédimentation de tempêtes alternent avec des dépôts qui possèdent des caractères de milieux tidaux ainsi que l'indiquent :

- l'abondance des stratifications lenticulaire, madrée et onduleuse
- des drapages argileux
- les litages en chevron
- les sens opposés de paléocourants (avec toutefois une asymétrie marquée vers le Nord).

Parmi les nombreuses fentes de retrait observables tout au long du membre, certaines possèdent des caractères (V large et profond, bords droits) (Pl. 19, fig. 1) qui permettent d'y reconnaître des fentes de dessiccation.

Les rides chevauchantes (Pl. 18, fig. 2) en phases bidirectionnelles et les rides interférentes chevauchantes sont très fréquentes et mettent en évidence une remise en suspension et un remaniement permanent du matériel sédimentaire.

L'implantation de la bioturbation est très variable. Elle peut, par endroits, déformer entièrement les structures sédimentaires ou au contraire être totalement absente.

Les principales traces fossiles reconnues (*Cruziana*, *Teichichnus*, *Planolites*) ne paraissent pas constituer une ichnocoenose-type, mais supposent des arrêts de sédimentation ou des périodes de faibles apports sédimentaires.

b) Le Membre moyen (Membre du Gador) dans l'anse du Gouin

Le membre inférieur se termine par un lithofaciès homolithique à *Skolithos* et *Diplocraterion*. La base du Membre moyen est caractérisée par une succession de stratifications madrée lenticulaire et ondulée dans lesquelles s'intercalent d'épaisses strates gréseuses à litage plan ou faiblement penté. Les intraclastes argileux sont très nombreux et forment par endroits des accumulations conglomératiques. Les stratifications lenticulaires contiennent des litages dont les sens sont parfois opposés (mais à dominance Nord marquée). Les caractéristiques très

particulières de cette partie inférieure du Membre moyen n'ont été rencontrées que dans l'affleurement du Gouin et se distinguent par l'hétérogénéité du matériel (clastes grossiers parfois décimétriques) ainsi que par l'épaisseur des strates à litage plan qui y sont présentes. Dans le reste du membre, on retrouve les mêmes évidences de sédimentation chronique et de sédimentation épisodique qu'à Morgat. Mais les figures de déformation plastique (figures de charge et structures en balle et en coussin) sont nombreuses et la sédimentation chronique se marque plus qu'à Morgat.

2) LES COMPOSANTES DE DEPOT

L'originalité lithologique du Membre moyen vient d'une étroite imbrication de lithofaciès de type H1 et de type H2. Ceci dénote l'alternance de phases de dépôt épisodiques et chroniques dont l'intensité relative varie. L'apparente continuité de la sédimentation de la fin des épisodes de tempête et de la sédimentation chronique crée une unité de dépôt particulière au Membre moyen où les deux phases de sédimentation sont couplées. Dans les autres cas étudiés, l'une des deux phases est prépondérante soit à cause de l'absence ou de la rareté des tempêtes (lithofaciès S2 et H2), soit à cause du remaniement de la sédimentation chronique par les tempêtes successives (lithofaciès S1 et H1).

Deux caractères apparemment contradictoires marquent la profondeur du dépôt. Dans le Membre moyen se trouvent associés les fentes de dessiccation et les litages obliques en mamelon. Les premières indiquent une émergence temporaire, les seconds une mise en place sous une tranche d'eau de plusieurs mètres au moins (cf. discussion p. 79 à 81). Ceci, rapproché des marques indubitablement intertidales, peut signifier une grande amplitude des marées, plus importante que dans l'actuel. Aucun argument cependant ne permet de démontrer formellement cette hypothèse.

VI- EXTENSION DES MILIEUX

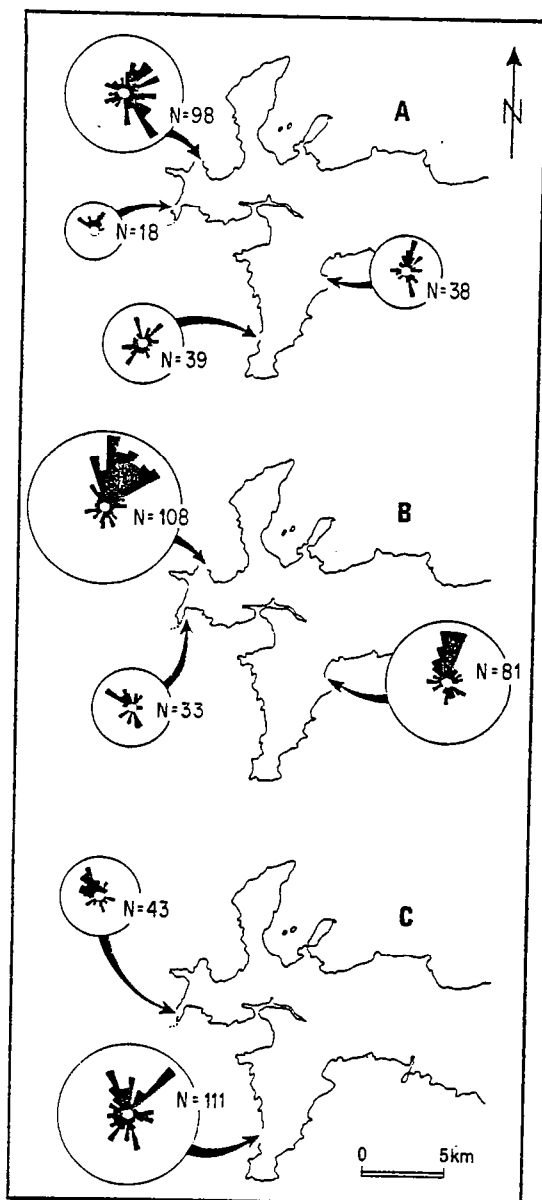
A - LES PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN

L'objet de cette partie, réalisée en commun avec C. Noblet, est de mettre en évidence les tendances générales de transport à l'échelle du Massif armoricain afin de permettre une meilleure compréhension des mécanismes hydrodynamiques à l'origine de la mise en place du Grès armoricain.

Plusieurs étapes ont été nécessaires

- mesures systématiques des structures sédimentaires
- restitution des orientations sédimentaires originelles par suppression des composantes tectoniques (cf. chap. II, méthodologie)
- analyse des tendances.

Les structures sédimentaires mesurées sont uniquement les rides, les litages obliques arqués



(auges) et tabulaires. Dans le système de référence utilisé, la direction sédimentaire est figurée (cf. fig. 4) par les crêtes et le transport par le sens de migration. Une direction résultante a été retenue dans le cas de champs de rides. Les difficultés de mesures liées aux conditions d'affleurement n'ont pas permis de séparer les divers types de rides. Dans les rares cas où des données suffisamment nombreuses pour chacune des variétés ont pu être recueillies, aucune différence significative des tendances n'a justifié une séparation des mesures.

Dans les diagrammes obtenus, il est apparu difficile de dissocier des tendances séparées mais néanmoins proches, compte tenu d'une part, des variations locales d'orientation des écoulements et d'autre part, des faibles rotations rigides dues à la tectonique cassante. Seules les mesures corrigées de transport ont été reportées sur des diagrammes par sites et par structures sédimentaires (également par membres dans la presqu'île de Crozon).

1) MISE EN EVIDENCE DES TENDANCES A L'ECHELLE DU DECOUPAGE LITHOLOGIQUE (fig. 63)

Fig. 63. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides pour chaque membre sur des affleurements de la presqu'île de Crozon

A : Grès armoricain supérieur
 B : Membre moyen (Membre du Gador)
 C : Grès armoricain inférieur
 N : Nombre de mesures

En presqu'île de Crozon, le nombre important des mesures (litages obliques et rides) autorise une analyse détaillée par unité lithologique au sein de la Formation du Grès armoricain.

Les sens de transport les plus marqués s'organisent suivant un éventail Nord-Ouest à Nord-Est et sont associés à des sens opposés plus ou moins importants.

Pour le Membre moyen, à la Pointe du Gouin et à la Pointe de Morgat, il faut souligner l'homogénéité des mesures suggérant un seul sens de transport (identique dans les deux cas). Par contre, pour le Grès armoricain inférieur et supérieur, les maxima, diversement exprimés suivant les sites, représentent la même tendance générale d'un domaine Sud vers un domaine Nord.

Enfin, pour chaque affleurement, les sens de transports dominants ne varient pas de manière significative quelle que soit l'unité lithologique considérée. Les variations sont donc géographiques et non temporelles. Ceci nous permet de regrouper les mesures sans tenir compte du découpage lithologique pour les autres affleurements du Massif Armoricain.

2) MISE EN EVIDENCE DES TENDANCES A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN

Pour la répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques tabulaires et arqués (fig. 64 a), les maxima observés s'organisent suivant un système com-

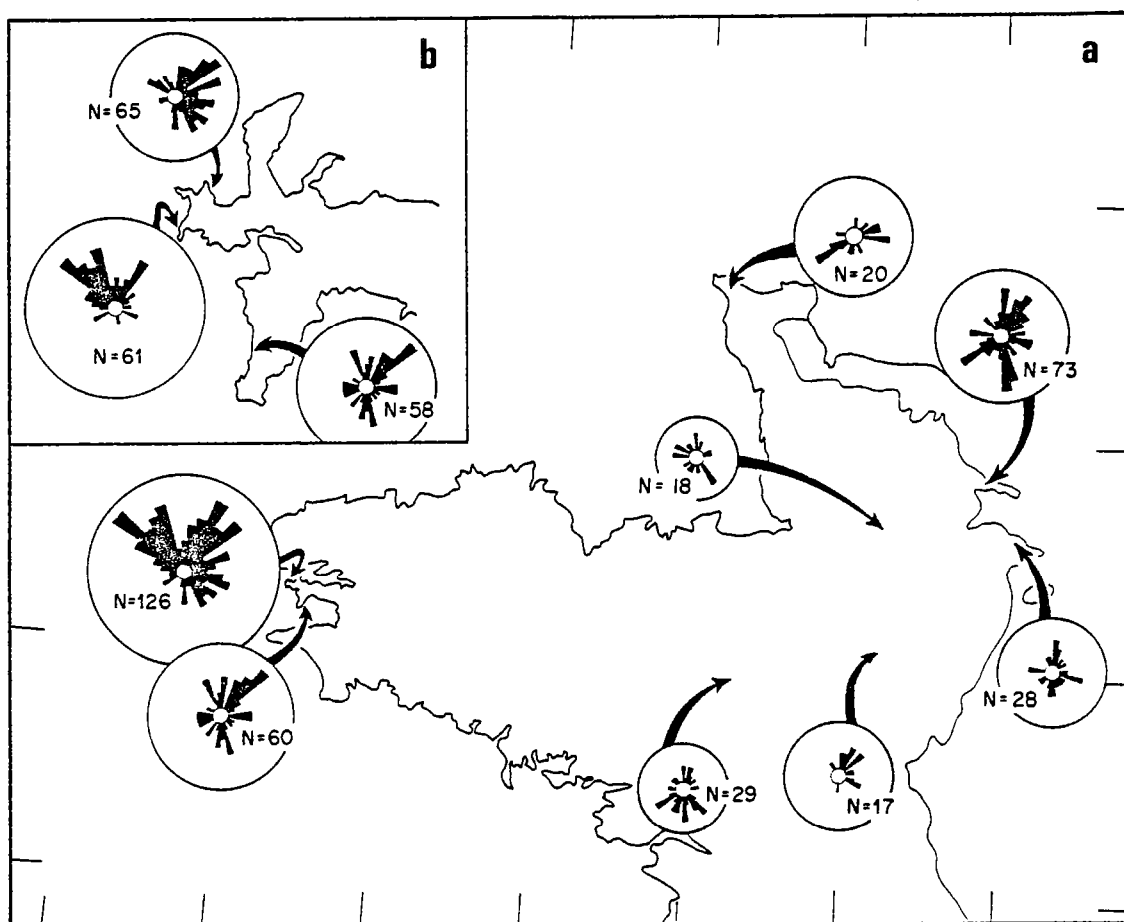


Fig. 64. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques sur l'ensemble de la Formation du Grès Armoricain.

b : en presqu'île de Crozon

a : à l'échelle du Massif armoricain

n : nombre de mesures.

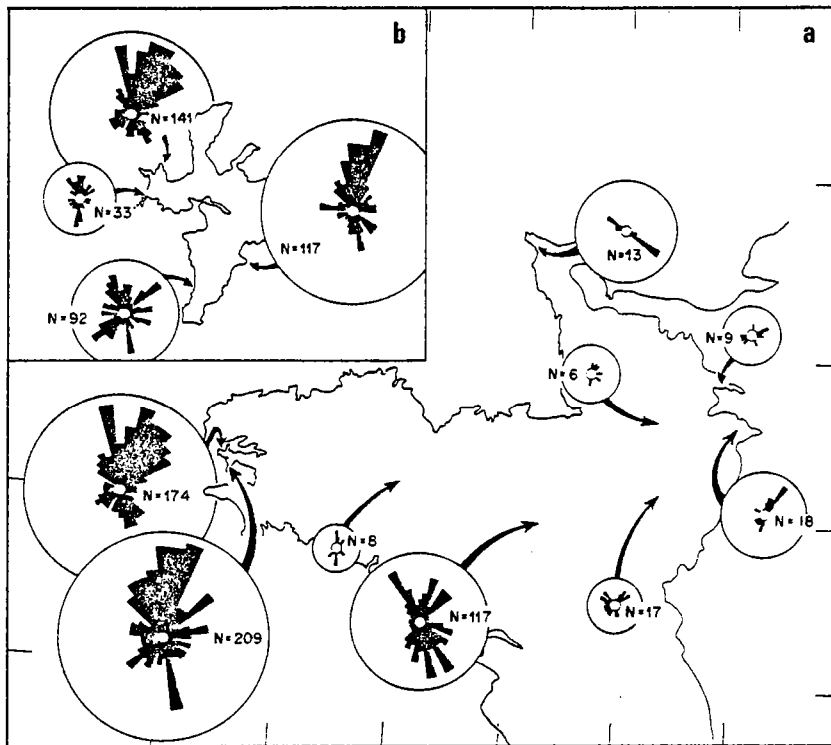


Fig. 65. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de rides sur l'ensemble de la Formation.

a : à l'échelle du Massif armoricain

b : en presqu'île de Crozon

N : nombre de mesures.

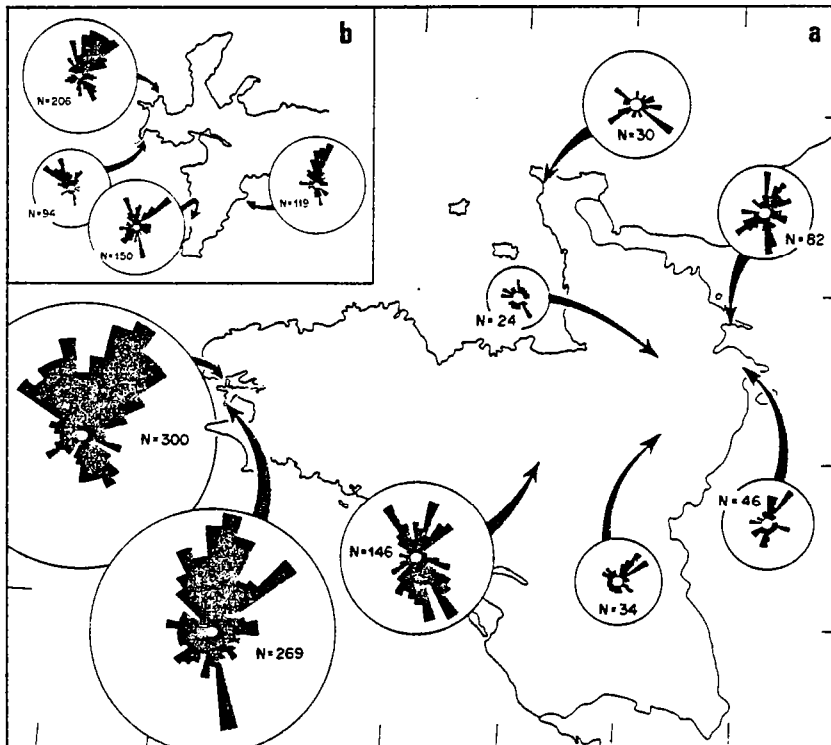


Fig. 66. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides, sur l'ensemble de la Formation.

a : à l'échelle du Massif armoricain

b : en presqu'île de Crozon

N : nombre de mesures.

posé de deux directions principales suborthogonales qui admet de légères variations angulaires.

Ces maxima, orientés au Nord (Nord-Est à Nord-Ouest) et parfois au Sud (Sud-Est à Sud-Ouest), sont clairement exprimés, à l'exception de la pointe du Cotentin. La prédominance du sens Nord est particulièrement marquée en Presqu'île de Crozon (fig. 64 a et 64 b).

Dans certains cas, des tendances secondaires, perpendiculaires aux précédentes (orientées Est-Ouest) sont faiblement représentées.

Pour la figure 65 (rides), les mêmes directions de transport sont observables avec toutefois un nombre plus important de mesures et une dispersion plus faible.

Les directions principales obtenues à partir de corps sédimentaires différents (rides et dunes hydrauliques) étant concordantes, toutes les mesures ont été regroupées (cf. fig. 66). Les maxima dégagés pour chaque type de structure et pour chaque site, malgré les faibles variations enregistrées, déterminent des tendances qui expriment :

- une homogénéité des directions Nord-Sud sur l'ensemble du Massif Armoricaire, excepté la pointe occidentale du Cotentin
- un sens Nord nettement marqué en Presqu'île de Crozon.

CONCLUSIONS

La migration des corps sédimentaires exprimée par les sens de transport obtenus, est la conséquence d'écoulements multidirectionnels, correspondant à la combinaison de plusieurs composantes. Il s'agit essentiellement :

- d'une composante principale asymétrique d'orientation Nord-Sud traduisant probablement des courants opposés vers le Nord
- d'une composante secondaire beaucoup plus faible, perpendiculaire à la première dont la disparité à l'échelle régionale tendrait à démontrer le caractère épisodique. Cette composante secondaire nettement mise en évidence par les histogrammes de mesures (fig. 52 et fig. 58) est commune à différents lithofaciès (S2 et H2) et s'oppose à la première.

Aucune variation suffisamment significative des tendances pendant le dépôt du Grès Armoricaire n'a pu être enregistrée. La nature et la diversité des structures sédimentaires, résultant de courants opposés, confirment son caractère tidal. La superposition d'un courant constant à la propagation des vagues semble peu probable étant donné la grande étendue géographique de la direction principale de transport.

La composante principale traduirait l'influence majeure des courants tidaux tandis que la composante secondaire, orthogonale et irrégulière, serait due aux courants de dérive littorale ("*longshore currents*").

A l'échelle du Massif Armoricaire, l'influence tidale rend délicate la localisation de la zone d'arrivée des matériaux et à plus forte raison celle de leur région nourricière. Néanmoins, le déplacement des sédiments s'est effectué incontestablement vers le Nord dans la Presqu'île de Crozon et selon une direction Nord-Sud à Nord-Est - Sud-Ouest pour la partie orientale du Massif Armoricaire.

La nature même du milieu de dépôt est incompatible avec la mise en évidence d'une paléopente régionale. La position exacte d'un éventuel continent ne peut donc être déduite des tendances régionales obtenues. Pourtant, l'existence d'écoulements opposés Nord-Sud à caractères tidaux tendrait à démontrer un emplacement septentrional ou méridional.

B - VARIATIONS LATÉRALES ET VERTICALES DE FACIES

L'organisation spatiale, à l'échelle du Massif armoricain, des lithofaciès précédemment analysés est schématisée par les figures 68, 69 et 73.

1) LA PRESQU'ILE DE CROZON

Dans les quatre coupes principales étudiées, localisées chacune aux extrémités d'unités structurales reconnues (cf. chap. III, p. 19), le Grès armoricain inférieur se termine par des lithofaciès S2B à *Skolithos* - *Diplocraterion* qui soulignent un passage franc avec les unités hétérolithiques du Membre moyen (ici, Membre du Gador) (fig. 67). Cette limite de faciès, uni-

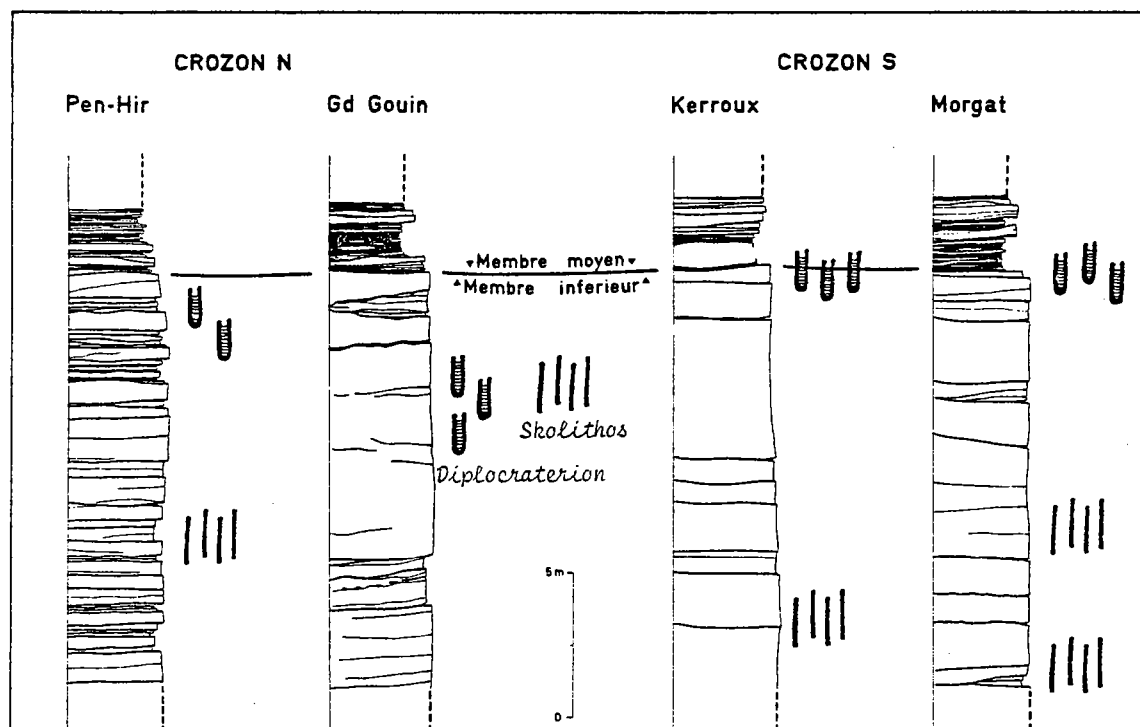


Fig. 67. - Uniformité des faciès de la partie sommitale du Grès armoricain inférieur dans la presqu'île de Crozon (lithofaciès à *Skolithos* et *Diplocraterion*).

forme sur toute la presqu'île de Crozon traduit des conditions de dépôt semblables dans l'ensemble de ce domaine, pour une période de temps correspondant au sommet du Grès armoricain inférieur. Cet épisode a permis une corrélation entre les différentes coupes qui fait apparaître une diversification progressive des modes de dépôt à partir de la base du Membre moyen.

Les tempêtes marquent la sédimentation dès le Membre moyen mais sont diversement enregistrées dans les quatre coupes.

A Kerroux, les lithofaciès homolithiques S₁ à séquences proximales apparaissent dès la partie médiane du Membre moyen, alors qu'à Morgat, ils ne se marquent qu'à son sommet. De plus, à Pen-Hir et au Gouin, donc dans la partie Nord de la presqu'île, cette sédimentation épisodique est beaucoup plus occasionnelle mais se rencontre dans toute la partie supérieure de la formation. Contrairement à certaines idées précédemment émises, la sédimentation du Membre moyen ne correspond pas à un approfondissement marqué des milieux de dépôt (existence de fentes de dessiccation) mais plutôt à un envasement des faciès tidaux arénacés à *Skolithos* et *Diplocraterion*.

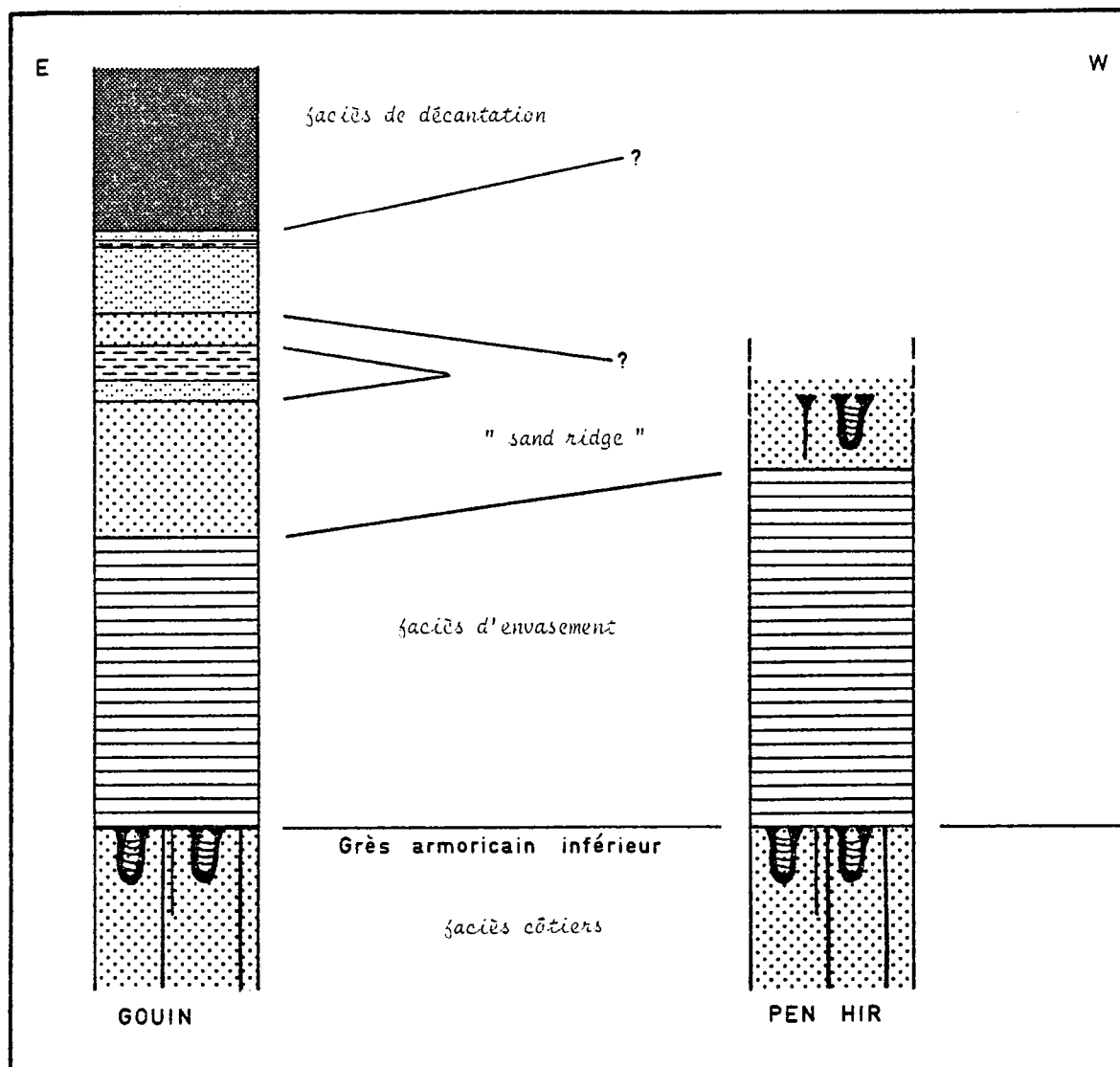
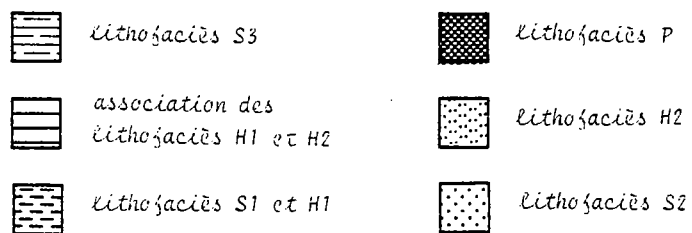


Fig. 68. - Extension des dépôts dans la partie septentrionale de la presqu'île de Crozon.



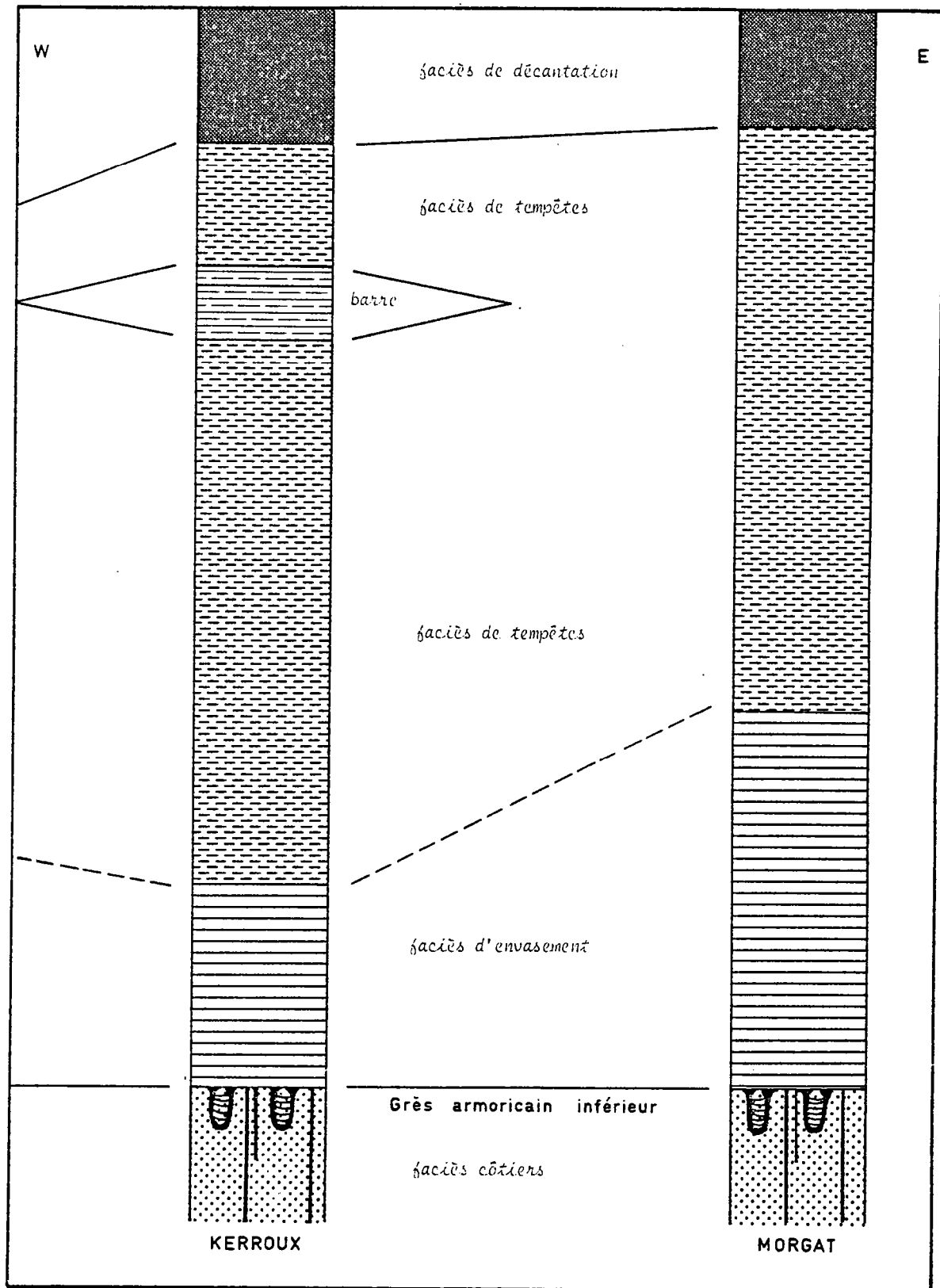


Fig. 69. - Extension des dépôts dans la partie méridionale de la presqu'île de Crozon.

Cette hypothèse a d'ailleurs déjà été avancée par J. J. Chauvel (1971, p. 177). Bien que cet envasement nécessite des conditions plus calmes de milieu, il faut noter que l'influence des tempêtes s'y faisait sentir mais de manière plus diffuse.

Pendant le dépôt de la partie supérieure du Grès armoricain, les faciès de tempête sont largement dominants au Sud de la presqu'île alors que l'on retrouve des faciès homolithiques arénacés S2, mais faiblement bioturbés par *Skolithos* et *Diplocraterion* (S2A), au Gouin et à Pen-Hir. Le Sud de la presqu'île devait donc être plus proche du domaine marin franc alors que le Nord était plus proche du domaine côtier. Le matériel sableux, mis en place par les tempêtes au Sud de la presqu'île, provenait vraisemblablement des milieux côtiers plus au Nord (cf. discussion, p. 81). Il semble que l'envasement des faciès gréseux à *Skolithos* - *Diplocraterion* du Grès armoricain inférieur soit progressif du Sud vers le Nord. Il serait accompagné par le recul, vers le Nord, de ces faciès homolithiques arénacés (S2B) qui subsistent dans les régions plus septentrionales (la Roche Maurice, Coat-Liou, ..., cf. Chauris, 1971). Le recul des faciès côtiers s'accompagne de l'individualisation du lithofaciès S2A du Grès armoricain supérieur qui correspondrait alors au détachement, à partir des dépôts arénacés de la zone côtière, d'une mégastucture sableuse ("*sand ridge*", cf. Swift & Field, 1981) puis à son envasement dans des milieux de plus en plus profonds. Selon D. J. P. Swift & M. E. Field, de telles structures se forment, en effet, par le retrait du rivage en réponse à une variation du niveau marin. L'instabilité d'une telle structure expliquerait les figures de glissement observées dans ce lithofaciès et la difficulté, pour les organismes, à s'y implanter.

Tout ceci suggère que, dans la presqu'île de Crozon, la transgression s'est effectuée globalement en direction du Nord, provoquant l'envasement des "*prairies*" sableuses à *Skolithos* et *Diplocraterion* ainsi que leur recul vers un domaine plus septentrional.

2) DANS LE RESTE DU MASSIF ARMORICAIN

A Herquemoulin (Normandie) (fig. 70), le Grès armoricain débute par un conglomérat polygénique contenant des blocs pluridécimétriques repris au substratum (Formation des Grès d'Herquemoulin). Ce conglomérat repose sur une surface d'érosion fortement irrégulière. L'étude détaillée de F. Doré (1969, p. 218 et suivantes) a montré que ce niveau résultait du démantèlement d'une côte rocheuse dont les débris se seraient accumulés sur une surface d'abrasion creusée par l'érosion marine. Les perforations verticales (*Trypanites*, cf. chap. IV, p. 67) que j'ai pu observer dans les éléments du conglomérat basal et les caractéristiques de la bioturbation vont dans le sens de cette interprétation. Ce niveau conglomératique est surmonté par des faciès tidaux (lithofaciès hétérolithique H2 à dominante arénacée) contenant de fortes accumulations d'intraclastes argileux (copeaux de boue) (Pl. 1, fig. 9). Au-dessus viennent d'abord des lithofaciès S1 à séquences proximales de tempêtes, puis des lithofaciès H1 à séquences distales et enfin les lithofaciès monotones P de la formation pélitique sus-jacente (Formation d'Urville).

Dans cette coupe se superposent donc des faciès de plus en plus profonds, établissant ainsi la séquence transgressive type de l'Ordovicien inférieur.

Dans le reste de la Normandie (Cherbourg, Brix, Briquebec, La Brèche au Diable, Vignats, Mortain, Domfront, La Fosse Arthour, Bourberouge, Bagnoles, etc...), les lithofaciès homolithiques à *Skolithos* sont très abondants et constituent parfois la presque totalité de la formation (e. g. Domfront, la Brèche au Diable, La Fosse Arthour). Il faut souligner que ces faciès à *Skolithos*, qui, comme nous l'avons vu, se localisent en milieu côtier, ont une très grande extension latérale et qu'ils correspondent à une tranche de temps bien définie, calée par les Chitinozoaires (biozone à *Eremochitina baculata brevis*) (Paris, inédit). Ceci s'accorde avec la notion de milieu planicôtier (David & al., 1983) où les mêmes environnements sédimentaires cô-

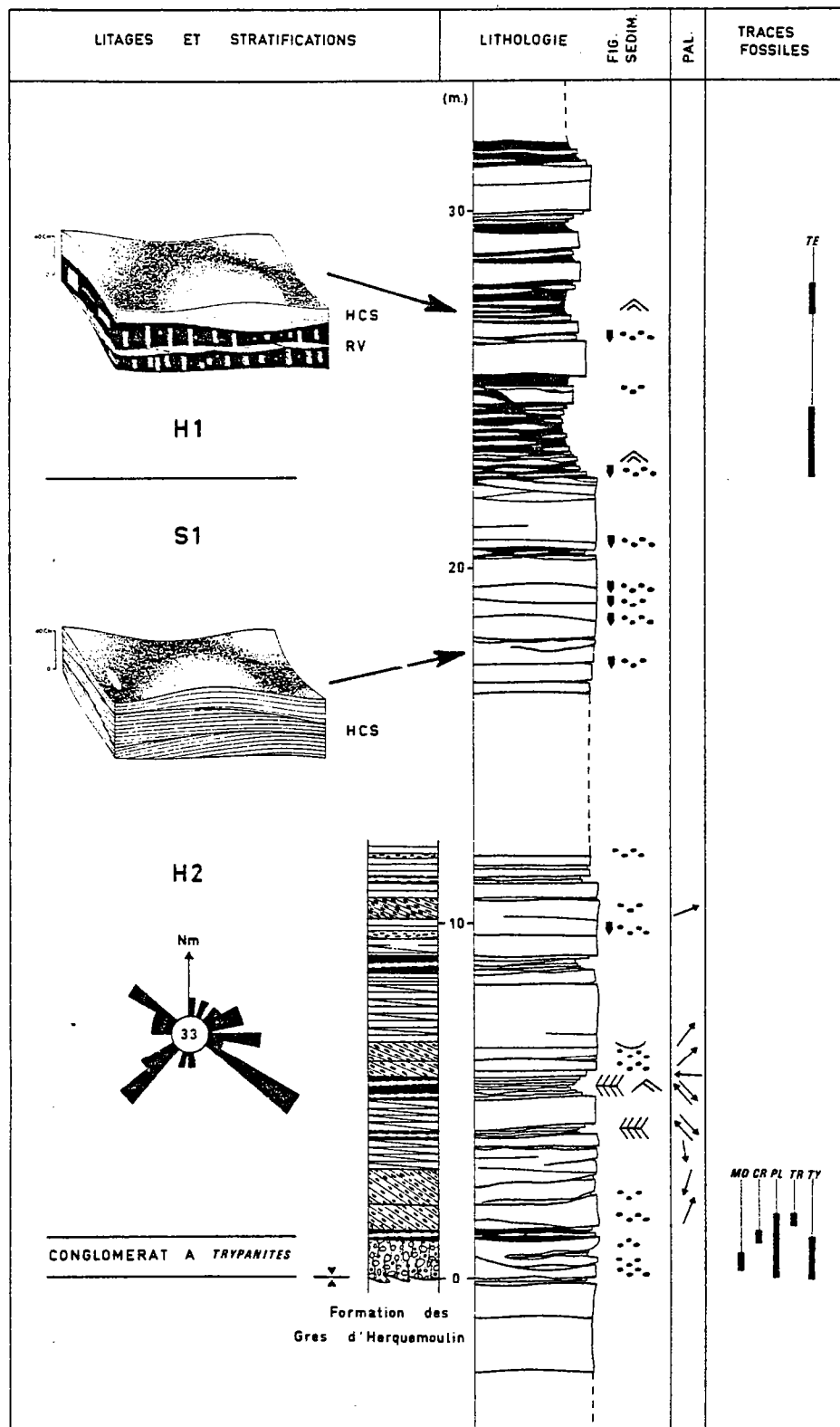


Fig. 70. - Le Grès armoricain et les faciès sus-jacents à Herquemoulin :
une séquence transgressive type

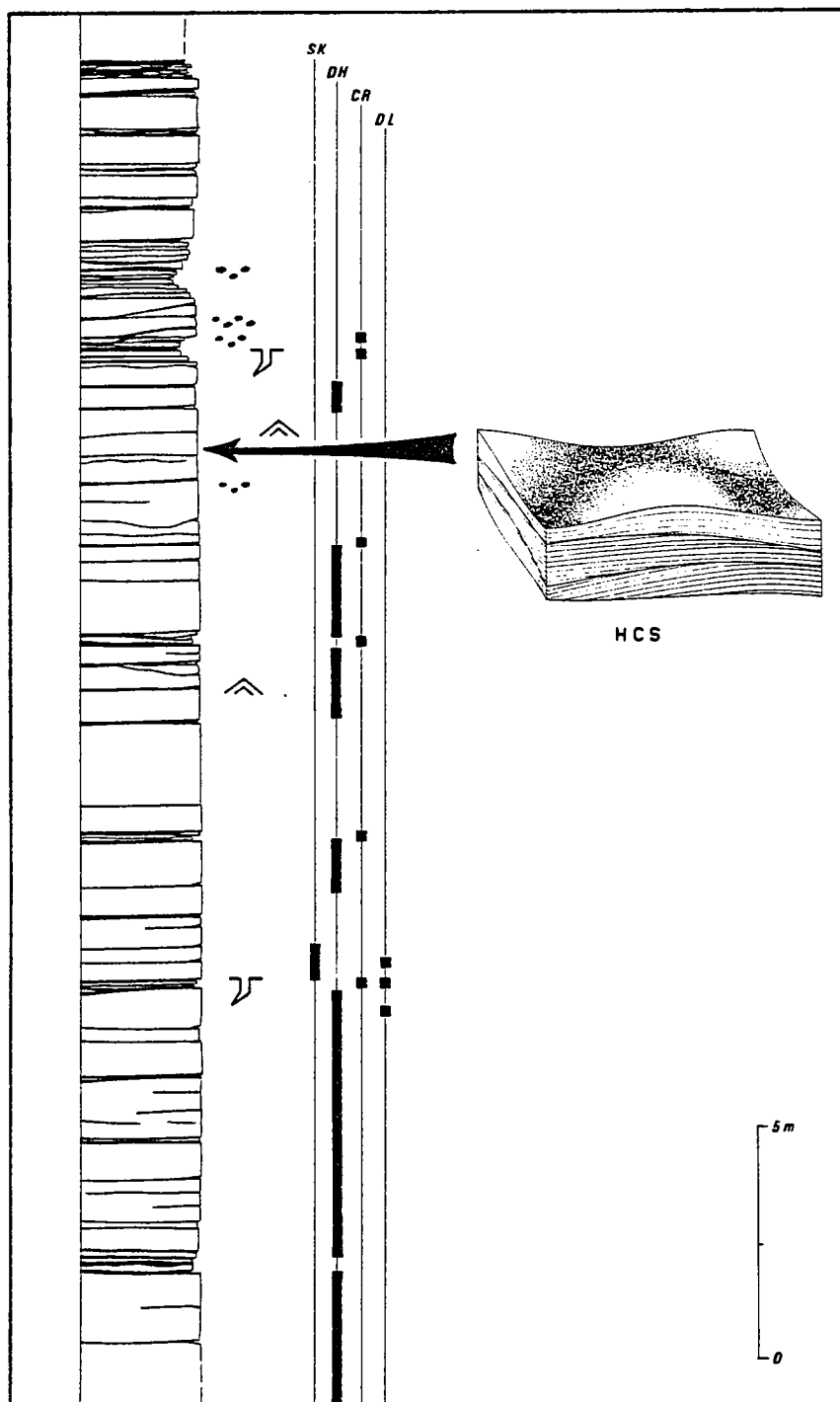


Fig. 70.- Le Grès armoricain inférieur à Malroche. L'extension de la coupe par rapport à l'ensemble de la formation est figurée p.28. HCS = litage oblique en mamelon ; Sk = *Skolithos* ; DH = *Daedalus halli* ; CR = *Cruziana* ; DL = *Daedalus labechei*

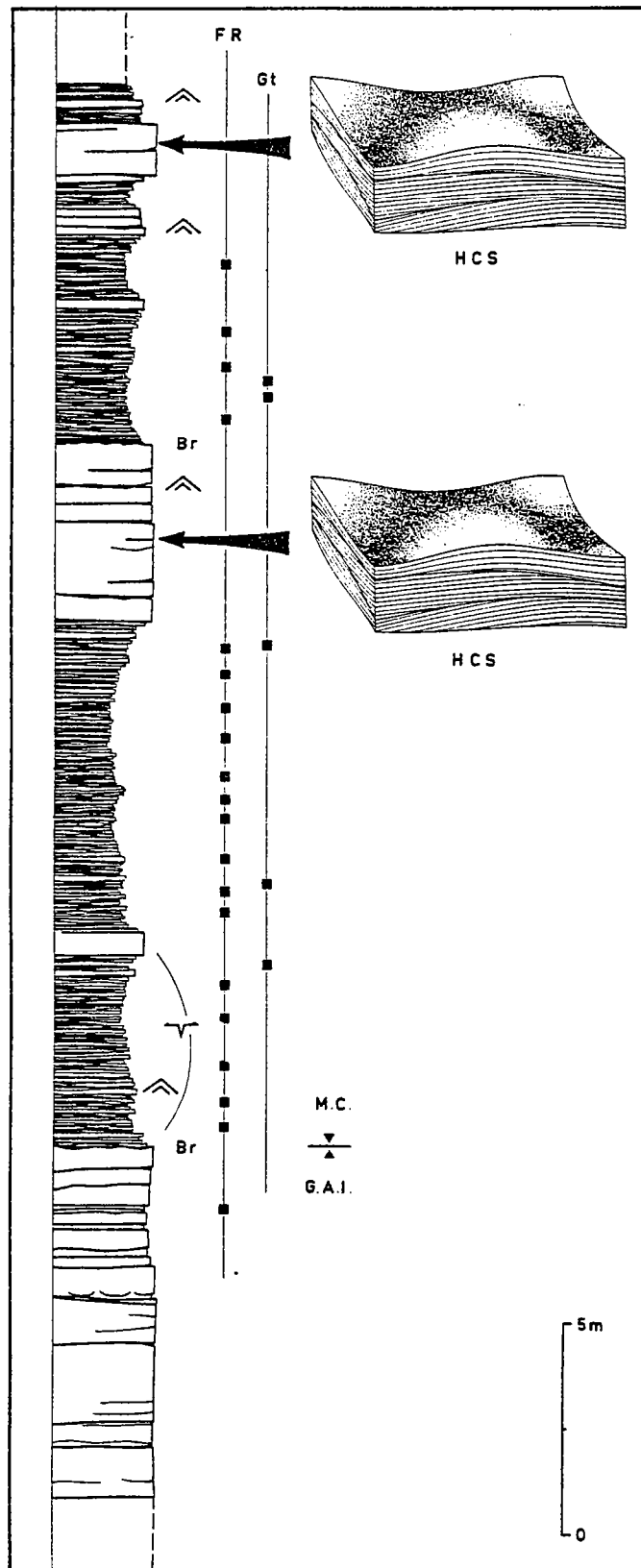


Fig. 71. - Le Grès armoricain de Saint-Aubin-des-Châteaux. L'extension de la coupe par rapport à l'ensemble de la formation est figurée p.28. HCS = litage oblique en mamelon ; FR = fentes de retrait indifférenciables ; Gt = gouttières de base de banc ("gutter casts") ; Br = Brioches ; M.C. = Membre moyen(Membre de Congrier) ; G.A.I. = Grès armoricain inférieur.

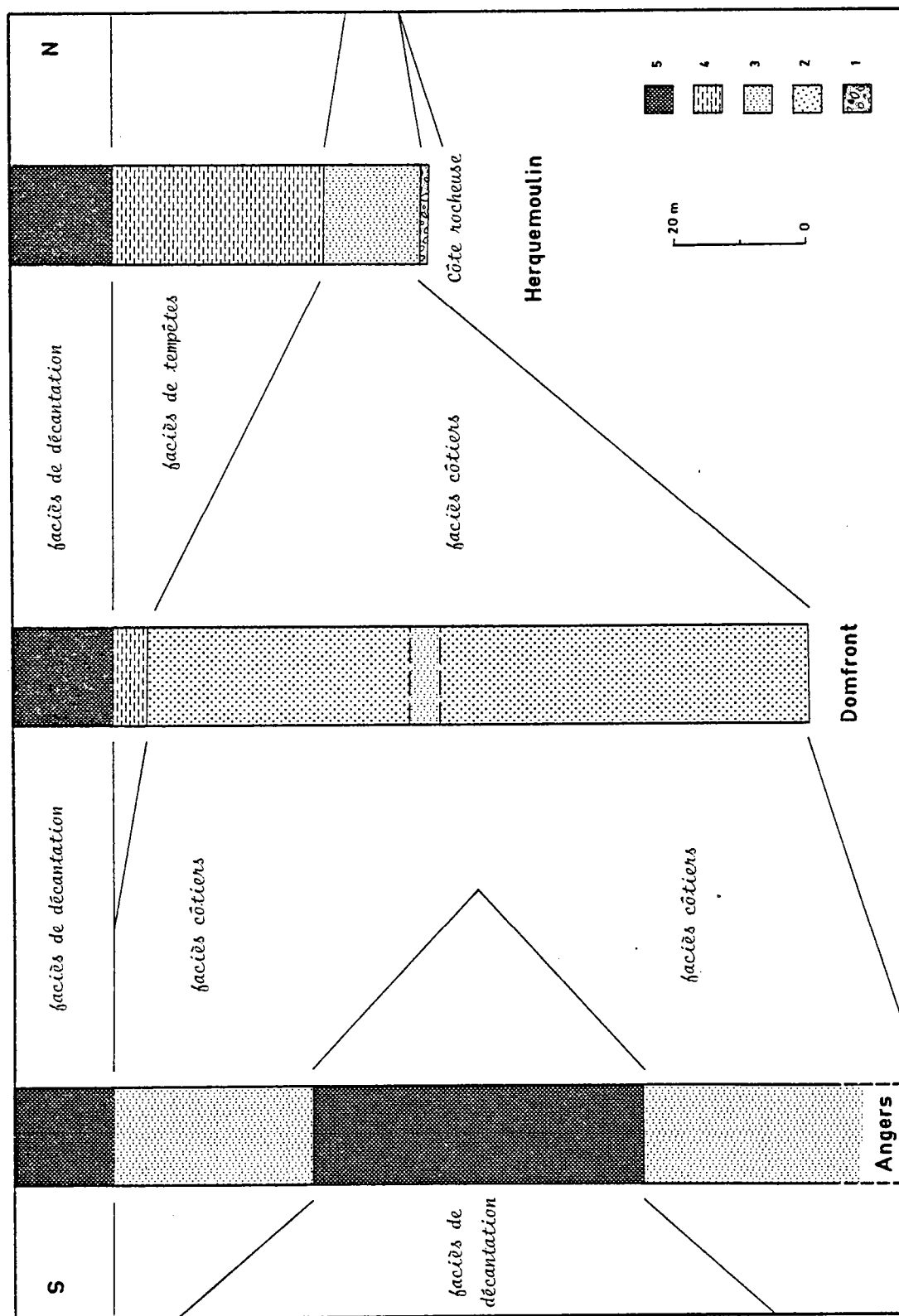


Fig. 73. - Extension des dépôts dans la partie orientale du Massif armoricain : Angers (Sud) - Domfront (Normandie centrale) - Herquemoulin (Normandie centrale). 1 = lithofaciès S1 et H1 ; 2 = lithofaciès H2 ; 3 = lithofaciès H2 ; 4 = lithofaciès S1 et H1 ; 5 = lithofaciès P.

tiers couvrent des surfaces considérables.

Les faciès de tempêtes sont très localisés (partie sommitale du Grès armoricain à Villedieu-les-Bailleul, passage à la formation du Pissot à Domfront) et se retrouvent au Sud de Rennes dans le Grès armoricain inférieur (Malroche) (fig. 71). A Saint Aubin des Châteaux, les faciès du Membre moyen sont analogues à ceux de Morgat et de Kerroux (fig. 72) et montrent les mêmes caractéristiques quant à la profondeur du dépôt : réseaux polygonaux de fentes de dessiccation (Pl. 19, fig. 2) et litages obliques en mamelon.

Le Sud des régions Nord et Médio-armoricaines était vraisemblablement ouvert au domaine marin franc ou appartenait localement à des milieux plus profonds (lithofaciès homolithiques palitiques P d'Angers et de la Corbinière), tandis que la Normandie était recouverte par de vastes étendues sableuses côtières à prairies de skolithes. L'absence de ces faciès à Herquemoulin pourrait être due soit au déblaiement, par les tempêtes, des prairies à *Skolithos*, soit par une accélération de la transgression dans sa partie finale.

CONCLUSIONS GENERALES

L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DU GRES ARMORICAIN

La Formation du Grès armoricain regroupe un ensemble de lithofaciès évoluant entre un pôle purement arénacé (lithofaciès homolithiques arénacés) et un pôle purement pélitique (lithofaciès homolithiques pélitiques). Elle représente un faciès à dominante arénacée mais les faciès à dominante pélitique peuvent être localement importants.

Les divers types de lithofaciès constitutifs de la formation correspondent à des conditions différentes de dépôt :

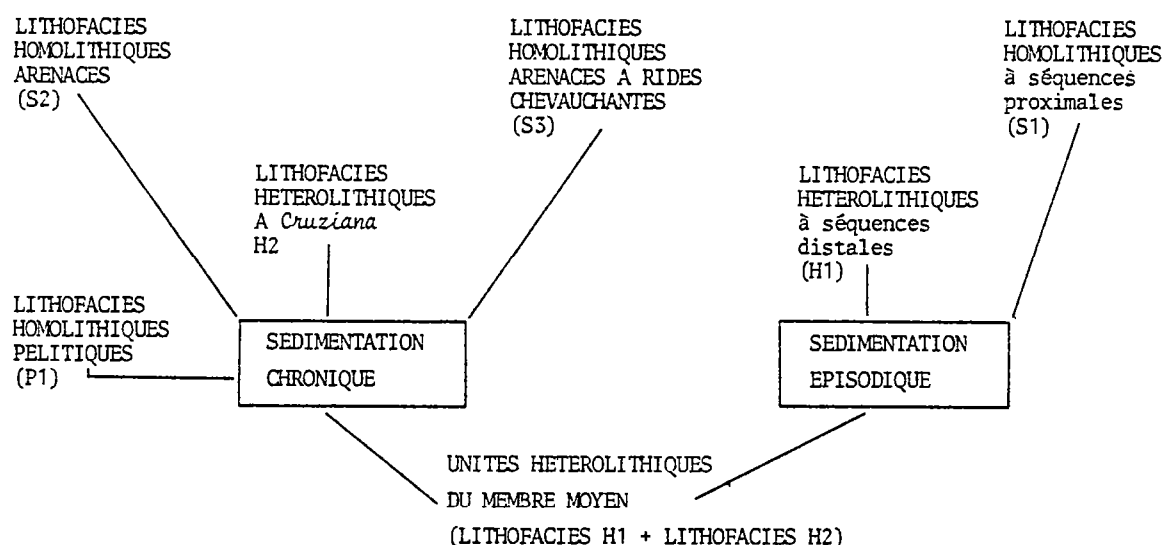


Fig. 74. - Répartition des lithofaciès constituant la Formation du Grès armoricain en fonction de leur mode de mise en place.

Les caractéristiques ichnologiques et sédimentologiques, et leur répartition dans le Massif armoricain suggèrent un paléoenvironnement comprenant à la fois :

- des paléomilieus côtiers (lithofaciès S2 à *Skolithos* et *Diplocraterion*, lithofaciès H2 à *Cruziana*) parfois très étendus (plani côtiers), irrégulièrement façonnés, et soumis à une dérive littorale plus ou moins intense
- des paléomilieus appartenant à la partie supérieure de la plateforme (au-dessus de la limite inférieure d'action des vagues et à une profondeur minimale de quelques mètres) et soumis plus particulièrement aux tempêtes (lithofaciès S1 et H1)
- un paléomilieu de décantation tranquille, situé en-dessous de la limite d'action des vagues (lithofaciès P).

Dans toute la presqu'île de Crozon, le Grès armoricain inférieur se termine par des dépôts côtiers et une diversification des milieux de dépôt s'effectue, à partir de la base du Membre moyen, en raison d'une variation du niveau marin. Cette variation se marque par une ouverture du Sud de la presqu'île au domaine marin franc (car beaucoup plus soumis aux tempêtes) et un recul des prairies sableuses côtières à *Skolithos* vers le Nord, provoquant le détachement d'une mégastucture sableuse ("*sand ridge*").

LITHOFACIES	LITHOLOGIE STRATIGRAPHIE	TRACES FOSSILES	CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES	INTERPRETATION
S2A (p. 83 à 91 et p. 97) (pl. 7, 8, 15, 16 et 17)	- Quartzites clairs et massifs à bonne continuité latérale - joints silto-argileux peu épais - maturité du sédiment	Faible bioturbation endichniale. <i>Skolithos</i> <i>Diplocraterion</i> Rhéotaxie (organismes se déplaçant dans la direction des courants (p. 91 et pl. 10))	- rides de vortex ; rides interférentes polygonales maillées (<i>ladder ripples</i>) ; rides en éventail (<i>ripple fan</i>) ; dunes rectilignes remaniées en surface par des champs de rides linguoïdes ; dunes arquées et hyperdunes (<i>sand waves</i>) - litages d'avalanche, - structure en omelette (<i>overtuned cross stratification</i>) ; litages composites (<i>compound cross stratification</i>) ; fronts glissés de dunes (p. 86 à 89) - mégastucture limitée à la partie Nord de la presqu'île de Crozon - Ecoulements multidirectionnels	La granulométrie du sédiment (~ 100µ), la taille et le champ de stabilité des corps sédimentaires observés supposent une mise en place en eaux peu profondes (Prof. inf. à 10 m ?) BARRE SABLEUSE de type <i>SAND RIDGE</i> (détachée de la côte sableuse lors de la variation du niveau marin)
S2B (p. 91 à 93 et p. 97) (pl. 7 et pl. 17)	- Strates épaisses tabulaires ou faiblement lenticulaires à bonne continuité latérale - joints silto-argileux bien marqués	Réajustements biologiques fréquents de l'activité organique (terriers) <i>Skolithos</i> <i>Daedalus halli</i> <i>Diplocraterion</i> Ponctuellement : <i>Imbriculus</i>	- rides de vagues et de courant - dunes hydrauliques et hyperdunes (champs de dunes linguoïdes) - influence tidale (peu marquée) - mobilité du substrat sableux - litages plans ou à faible pente (<i>sheet sandstones</i>) parfois bien développés - grande extension latérale de ces dépôts dans une même tranche de temps - écoulements bidirectionnels. Régime hydrodynamique peu élevés	VASTES "PRAIRIES" SABLEUSES COTIERES A SKOLITHES ZONE PLANICOTIERE
H2 (p. 95-95 et p. 97) (pl. 1, 17 et 18)	- alternances grésopélitiques - strates irrégulières peu épaisses à relativement bonne continuité latérale	<i>Cruziana</i> <i>Daedalus labechei</i> <i>Phycodes</i> <i>Monocraterion</i> Intense activité organique	- influence tidale marquée - rides et dunes hydrauliques - litages d'avalanches (<i>avalanche sets</i>) - stratifications madrée, ondulée et lenticulaire (<i>flaser bedding, wavy bedding, lenticular bedding</i>) - mini-rides d'oscillation - litages plans ou faiblement pentés - Bipolarité des écoulements. Sédimentation discontinue avec d'importantes périodes de calme.	MILIEU INTERTIDAL A SUBTIDAL HAUT (proche de l'émersion sinon temporairement émergé)
S3 (p. 96 à 99) (pl. 18)	- strates pluri-décimétriques de grès quartzitiques à bonne continuité latérale - fins joints pélitiques	Bioturbation assez abondante de type déformative	- rides chevauchantes subcritiques à faibles angles de chevauchement (30°) ; rides linguoïdes - litages sigmoïdes ; litages plans ou faiblement pentés - Sédimentation discontinue, variable et marquée par des périodes d'érosion. Taux de sédimentation : 0,2 à 0,3 mm/s.	BARRE D'OFFSHORE AGGRADANTE (<i>Bedform climbing</i>) évoluant en milieu de plateforme dominée par les vagues
P (p. 97 et 99)	- Pélites noires monotones non ampéliteuses	Pas de bioturbation apparente		PLATEFORME DISTALE

Tableau 8. - Les principales caractéristiques de la SEDIMENTATION CHRONIQUE.

LITHOFACIES	LITHOLOGIE STRATINOMIE	TRACES FOSSILES	CARACTERISTIQUES SEDIMENTOLOGIQUES	INTERPRETATION
S1 (p. 69 à 73) (pl. 11 et 12)	- Quartz arénites - strates épaisses mal individualisées sans continuité latérale - nombreux diastems	<i>Daedalus halli</i>	- HCS (fig. 40) abondants - séquences élémentaires épaisses (80 cm maxi) (fig. 39) - sommet des séquences bioturbé et tronqué (fig. 39) - absence de matériel pélitique - fortes accumulations de rutile et de zircon (p. 81-82) - périodes des vagues : 1,5 à 2,5 s - vitesses orbitales maximales : 60 cm/s - objets associés : brioches (fig. 42), linéation de délit	FACIES "PROXIMAUX" DE TEMPETES Partie de la plateforme où l'action des tempêtes est la plus forte Profondeur > 2,5 à 4 m (p. 77 à 82)
H1 (p. 73 à 77) (pl. 11 à 14)	- Alternances grésopélitiques - strates très irrégulières sans continuité latérale - dichotomies et anastomoses	<i>Daedalus halli</i> <i>Cruziana</i> <i>Lingulichnites</i> <i>Teichichnus</i> Associations atypiques	- Plusieurs types de séquences élémentaires (séquences à litage plan, séquences à HCS, séquences pélitiques, strates gradées) - séquences complètes et moins épaisses (30 cm maxi.) (fig. 41) - objets associés : brioches, galets mous, fentes de retraits, linéation de délit	FACIES "DISTAUX" DE TEMPETES Partie de la plateforme où l'intensité des tempêtes est moins élevée Profondeur < limite inférieure d'action des vagues de tempêtes (p. 77 à 82)

Tableau 9. - Les principales caractéristiques de la SEDIMENTATION EPISODIQUE.

Le Sud de la partie orientale du Massif armoricain était ouvert également au domaine marin franc tandis que sur la Normandie s'étendaient de vastes surfaces côtières à *Skolithos*.

L'approfondissement des faciès dans tout le Massif armoricain se fait du Sud vers le Nord, uniformisant progressivement les dépôts (faciès pélitiques des formations sus-jacentes).

IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUES

La constance et l'extension géographique de la formation en font un marqueur important de la stratigraphie et de la paléogéographie de la marge nordgondwanienne à l'Ordovicien inférieur. Dans le Massif armoricain, son absence, ses variations de puissance et ses relations avec les formations sous-jacentes, équivalentes et sus-jacentes interviennent directement sur la reconstitution de l'histoire sédimentaire de cette époque et donc sur la compréhension du mécanisme de la transgression ordovicienne.

Il est important de spécifier que la Formation du Grès armoricain, telle qu'elle est définie dans le Massif armoricain, est constituée par un ensemble de lithofaciès très divers et que toutes les variations, dans l'agencement de ces lithofaciès, sont possibles. Au flanc Nord du Menez Bélaïr, le Grès armoricain est constitué de lithofaciès homolithiques arénacés ou à dominante arénacée, sans lithofaciès pélitiques (F. Paris, comm. pers.). Dans d'autres régions du Massif armoricain, le développement des lithofaciès hétérolithiques a conduit à l'individualisation d'une unité médiane et, par conséquent, à un découpage en trois membres. Il n'est pas exclu que, dans certains endroits du Massif armoricain, les dépôts correspondant au Grès armoricain ne soient pas à dominante arénacée devenant ainsi difficiles à caractériser, et qu'ils aient alors été rapportés à d'autres formations : c'est probablement le cas pour la Formation de Montebert sur le flanc Sud du synclinal de Laval (cf. Plaine, 1976). Par conséquent :

- une absence de lithofaciès à dominante arénacée ne signifie pas inévitablement une lacune de dépôt du "Grès armoricain" (et donc une éventuelle émergence)

- le découpage de la formation en membres traduit un développement particulier de certains lithofaciès. Ce découpage doit être utilisé avec prudence à des fins paléogéographiques (à l'échelle du Massif armoricain) et ne peut en aucun cas servir d'arguments pour des corrélations stratigraphiques (cf. chap. I, p. 8).

Le Grès armoricain ne donne qu'une idée partielle du paysage géologique à l'Ordovicien inférieur (fig. 75). Pour comprendre les mécanismes dynamiques de la transgression ordovicienne

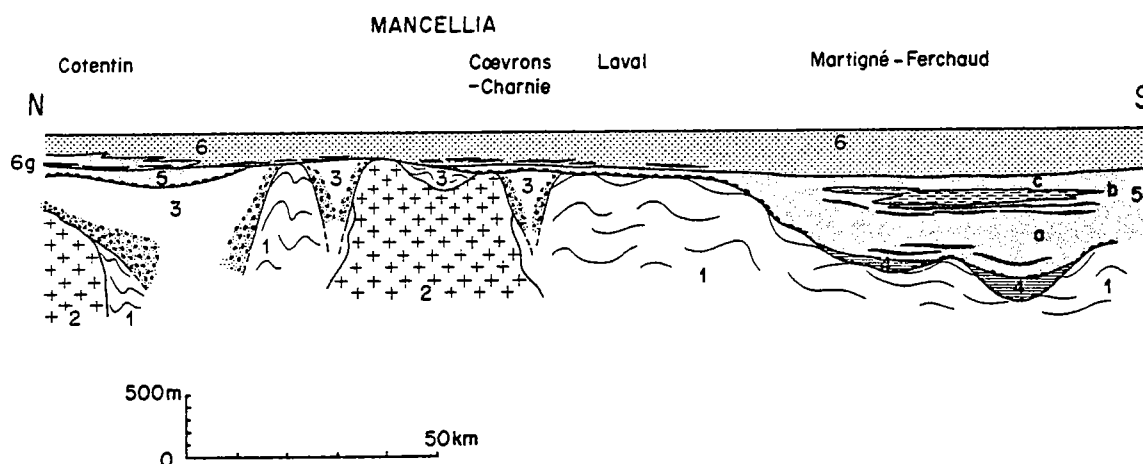


Fig. 75. - Le "paysage" géologique au Paléozoïque inférieur dans les régions nord et médio-armoricaines
 1 : Briovérien - 2 : Granites cadomiens - 3 : Cambrien - 4 : Formation de Pont-Réan - 5 : Formation du Grès armoricain - 6 : Formations d'Urville, d'Andouillé et de Traveusot.

il aurait été nécessaire de posséder des informations sédimentologiques et stratigraphiques sur les formations sus-jacentes et lorsqu'elles existent sur les formations sous-jacentes. Néanmoins une approche de corrélation des faciès peut être établie à partir des résultats obtenus et à partir de la loi de Walther ("*... Seuls les faciès disposés côte à côte à un moment donné au sein d'un environnement sédimentaire, peuvent se retrouver associés verticalement au sein d'une même colonne sédimentaire...*", traduction : P. Düringer, 1982 p. 8). Le principal corollaire de cette loi, appliquée aux faciès de l'Ordovicien inférieur armoricain (fig. 76) est que des faciès du type "*schistes à calymènes*" (sus-jacents) et des faciès du type "*séries rouges*" (sous-jacents) pourraient être contemporains du Grès armoricain dans certaines parties du Massif armoricain.

Trois éléments étayent cette argumentation :

- les lithofaciès homolithiques pélitiques du Membre moyen.

Ces lithofaciès sont très rares dans la Formation du Grès armoricain et ne se rencontrent que localement : sur une partie du flanc Nord du synclinorium de Saint Julien de Vouvantes - Angers (Tranchée des Granges à Angers et La Corbinière). Leurs similitudes lithologiques avec les formations sus-jacentes ont déjà été évoquées. Il est probable que dans ces localités, on observe le passage latéral entre les faciès classiques du Grès armoricain et des faciès qui caractérisent en général les formations sus-jacentes, ces faciès marquant un milieu plus profond (cf. fig. 76).

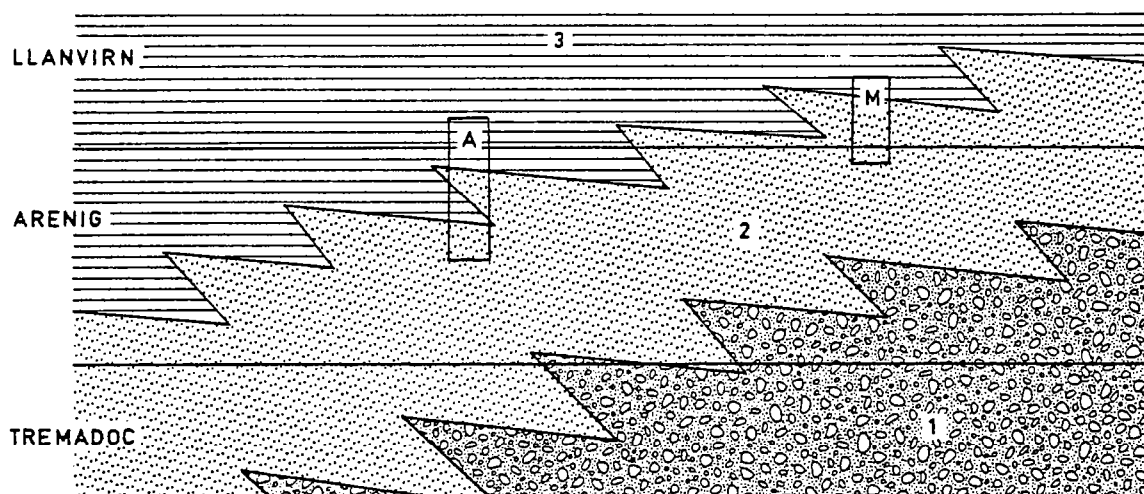


Fig. 76. - Variations possibles des principaux faciès de l'Ordovicien inférieur du Massif Armoricain.

1 : "séries rouges" ; 2 : Grès armoricain ; 3 : formations pélitiques ("schistes à Calymènes"
A : passage latéral entre le Grès armoricain et les formations pélitiques (Tranchée des Granges à Angers et La Corbinière au Sud de Rennes) ; M : persistance du "faciès Grès armoricain" dans le Llanvirn (Formation des Moitiers d'Allonne).

• les faciès gréseux llanvirniens de la Formation des Moitiers d'Allonne

Ces faciès à dominante arénacée, uniquement localisés dans la partie septentrionale de la Normandie, sont attribués au Llanvirn par la faune pélagique qu'ils renferment (graptolites, cf. M. Robardet, 1973 et Chitinozoaires, F. Paris, inédit). Ils semblent représenter, dans le Llanvirn, la persistance des faciès arénacés plus côtiers de "type Grès armoricain".

• les données radiométriques (Rb - Sr) obtenues sur les séries rouges du Golfe normanno-breton. La série spilitique d'Erquy, sur laquelle repose les formations détritiques rouges d'Erquy-Fréhel, est maintenant rapportée au Paléozoïque inférieur (482 ± 10 M. A., cf. P. Vidal, 1976). Parallèlement, le membre volcanique contenu dans les séries rouges de Plouézec-Plourivo a été daté à 472 ± 5 M. A. (Auvray & al., 1980). Cet âge correspond à la tranche de temps attribuée à l'Arenig (475 ± 10 M.A. à 470 ± 10 M.A.). La Formation du Grès armoricain serait donc au moins contemporaine de la formation rouge de Plouézec-Plourivo, et peut-être également de celle d'Erquy-Fréhel.

Tout ceci tend à confirmer les données fournies par les variations de milieux à partir du Membre moyen du Grès armoricain dans la presqu'île de Crozon.

Un ensemble d'éléments converge donc pour affirmer que la transgression de l'Ordovicien inférieur sur le Massif armoricain venait du Sud et ennoyait progressivement un continent situé au Nord.

ANNEXES

BIBLIOGRAPHIE

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

1. *Chrysomelidae* 10

2. *Curculionidae* 10

3. *Chrysomelidae* 10

4. *Chrysomelidae* 10

5. *Chrysomelidae* 10

6. *Chrysomelidae* 10

7. *Chrysomelidae* 10

8. *Chrysomelidae* 10

9. *Chrysomelidae* 10

10. *Chrysomelidae* 10

11. *Chrysomelidae* 10

12. *Chrysomelidae* 10

13. *Chrysomelidae* 10

14. *Chrysomelidae* 10

ANNEXE I

SYMBOLES

	bioturbation dense		litages en chevron		présence d'entonnoirs chez <i>Skolithos</i>
	litage plan et à faible pente		rides de vagues	<i>TE</i>	<i>Teichichnus</i>
	litage oblique arqué (auges) grande taille (dunes)		rides de courant	<i>LO</i>	<i>Lingulichnites</i>
	litage oblique arqué (rides)		rides interférentes maillées	<i>PL</i>	<i>Planolites</i>
	litage oblique tabulaire		fentes de retrait	<i>CR</i>	<i>Cruziana</i>
	litage d'avalanche		fentes de dessiccation	<i>AR</i>	<i>Anthrophycus</i>
	stratifications madrée, onduleuse, lenticulaire		fentes de synérèse	<i>MO</i>	<i>Monocraterion</i>
	conglomérat		mini-rides	<i>DH</i>	<i>Daedalus halli</i>
<i>HCS</i>	litage oblique en mamelon		figures de charge	<i>DL</i>	<i>Daedalus labechei</i>
<i>OCS</i>	litage oblique déformé		linéation de délit	<i>TY</i>	<i>Trypanites</i>
<i>Br</i>	Brioches		figures d'impact	<i>TR</i>	<i>Trichichnus</i>
<i>RV</i>	rides de vagues		surface érosive en chenal	<i>SK</i>	<i>Skolithos</i>
<i>G</i>	gouttières de base de banc		bioclasts	<i>ZIB</i>	Zone Intensément Bioturbée
<i>FR</i>	fentes de retrait		intraclastes argileux		
<i>RG</i>	rythmites gradées		galets quartzo-pélitiques		
	limite de membres		surface de réactivation		
			limite de formations		

ANNEXE II

LEXIQUE SOMMAIRE

Aggradation ("*aggradation*") : déplacement vertical du sédiment.

Brioche ("*sandstone mound*") : Terme français utilisé par J. D. Bradshaw (1963) pour des figures érosives de sommet de banc.

Corps sédimentaire ("*bedform*") : toute structure formée à l'interface eau-sédiment (e. g. rides, dunes et hyperdunes) (d'après Visser, 1980 : 2246).

Dérive littorale ("*longshore currents*") : courants parallèles au rivage.

Ichnofoiète : organisme auteur d'une trace fossile.

Fentes de retrait ("*shrinkage cracks*") : terme général pour les fentes formées par le retrait de l'eau. Il peut s'agir :

. de fentes de dessiccation ("*mud or dessication cracks*") dont le retrait de l'eau est dû à l'assèchement

. de fentes de synérèse ("*synaeresis cracks*") dont le retrait de l'eau est dû à la compaction du sédiment.

Litages composites ("*compound cross stratification*") : litages dont l'inclinaison suppose un dépôt sur une pente.

Litage en chevron ("*herringbone structure*", littéralement "*structures en arêtes de hareng*") : Faisceaux superposés à sens de transport opposés.

Litage oblique en mamelon (ou litage en dôme) ("*Hummocky cross stratification*") : ensemble de faisceaux à lamines ondulées séparés par des surfaces d'érosion.

Lithofaciès : ce terme est utilisé ici dans le sens défini par H. G. Reading (1978) : "*A lithofacies should refer to an objectively described rock unit... that forms under certain conditions of sedimentation, reflecting a particular process or environment*".

Migration (ou progradation) : déplacement horizontal du sédiment.

Sédimentation chronique : sédimentation latente due à des processus à évolution lente et prolongée.

Sédimentation épisodique : sédimentation rapide résultant de phénomènes sporadiques, ponctuels et instantanés à l'échelle des temps géologiques.

BIBLIOGRAPHIE

- ACENOLAZA F.G., 1978. - El paleozoico inferior de Argentin según sus trazas fósiles. Rev. Asoc. Paleont. Argent. Ameghiniana, 15, (1-2) : 15-64. Buenos-Aires.
- ACENOLAZA F.G., 1980. - The Ordovician System of South America. Zbl. Geol. Paläont., I, H. 5/6 : 627-645. Stuttgart.
- ACENOLAZA F.G. & DURAND F., 1978. - Trazas de trilobites en estratos del Ordovícico basal de la Puna Argentina. Acta geol. lilloana, 15 : 5-12.
- ACENOLAZA F.G. & TOSELLI A.J., 1981. - Geología del Noroeste Argentino. Publ. esp. Fac. Cienc. Naturales Univ. Nac. Tuc., 1287. San Miguel de Tucuman. 212 p.
- AIGNER T., 1982. - Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany) : 180-198. In EINSELE G. et SEILACHER A. (eds). Cyclic and event stratification. Springer Verlag, Berlin.
- ALIX Y., 1966. - Contribution à l'étude du synclinal de Martigné-Ferchaud. D.E.S. Rennes, inédit.
- ALIX Y. & CHAUVEL J.J., 1966. - Présence de niveaux calcareux dans l'Ordovicien inférieur du Massif Armoricain. C.R. Soc. Géol. Fr., 10 : 382-383.
- ALLEN J.R.L., 1968. - Current ripples. Their relations to patterns of water and sediment motion, 433 p. North-Holland Publ. Comp., Amsterdam.
- 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. 2 vol. Developments in Sedimentology, 30A et 30B. Elsevier, Amsterdam.
- ALLEN J.R.L. & BANKS N.L., 1972. - An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. Sedimentology, 19 : 257-283.
- ALLEN P.A., 1981. - Some guidelines in reconstructing ancient sea conditions from wave ripple marks. Marine Geology, 43 : 59-67. Amsterdam.
- ALPERT S.P., 1974. - Systematic review of the genus Skolithos. J. Paleont., 48 : 661-669.
- ARCHIAC R. d', 1866. - Geologie et Paléontologie. Savy, Paris.
- ASHLEY G.M., SOUTHARD J.B. & BOOTHROYD J.C., 1982. - Deposition of climbing-ripple beds : a flume simulation. Sedimentology, 29 : 67-79.
- AUDREN Cl., COGNE J., CHAUVEL J.J., DORE F., JEGOUZO P., LE CORRE Cl., LE GALL J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. & ROBARDET M., 1974. - La chaîne hercynienne armoricaine : zonéographie structurale d'une transversale dans le secteur oriental. 2ème Réun. Ann. Sci. Terre. Nancy : 19.
- AUVRAY B., MACE J., VIDAL Ph. & VAN DER VOO R., 1980. - Rb-Sr dating of the Plouezec volcanics N. Brittany : implications for the age of the red beds ("séries rouges") in the Northern Armorican Massif. J. Geol. Soc. London, 37 : 207-210.
- BABIN Cl., 1966. - Mollusques bivalves et Céphalopodes du Paléozoïque armoricain ; étude systématique, essai sur la phylogénie des Bivalves, esquisse paléoécologique. Thèse, 438 p., 18 pl. Brest (Imp. commerciale et administrative).
- BABIN Cl., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y. & ROBARDET M., 1976a. - The Ordovician of the Armorican Massif (France) : 359-385. In BASSET M.G. (éd.). The Ordovician System : Proc. Palaeont. Assoc. Symp. Birmingham, sept. 1974. 695 p., Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales. Cardiff.

- BABIN Cl., CHAUVEL J., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., LE CORRE C., MORZADEC P., NION J., PHILIPPOT A., PLUSQUELLEC Y. & RENAUD A., 1968. - Le Paléozoïque antécarbonifère de Bretagne (France). Résultats récents et problèmes actuels. XXIIIe Congr. Géol. Intern. Prague. Casopis pro Mineralogii a Geologii, 13 : 261-278.
- BABIN Cl., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F. & ROBARDET M., 1976b. - Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, num. sp., 31 p., Rennes.
- BABIN Cl. & DARBOUX J.R., 1977. - Presqu'île de Crozon et baie de Douarnenez. Itinéraire 10b. In Durand S. Bretagne - Guide géologique régional : 120-137. Masson, Paris.
- BABIN Cl. & PLUSQUELLEC Y., 1969. - "Ripple-marks" actuels et fossiles. Penn ar Bed, 7, 56 : 34-40.
- BALDWIN C.T., 1975. - The stratigraphy of the Cabas Series in the section between Cadaredo and Luarca province of Oviedo, N.W. Spain. Breviora Geol. Asturica, XIX : 11-16.
- BALDWIN C.T., 1976. - The Trace Fossil stratigraphy of some shallow marine Cambro-Ordovician rocks from Brittany, NW Spain and the United Kingdom. Unpublished Ph. D. thesis, 2 vol. University of Liverpool.
- BALDWIN C.T., 1977. - Internal structures of Trilobite Trace Fossils indicative of an open surface furrow origin. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 21 : 273-284. (Elsevier), Amsterdam.
- 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. Amsterdam.
- BANKS N.L., 1973. - Tide-dominated offshore sedimentation, Lower Cambrian, north Norway. Sedimentology, 20 : 213-228.
- BARROIS Ch., 1876. - Note préliminaire sur le terrain silurien de l'Ouest de la Bretagne. Ann. Soc. géol. Nord, IV : 38-57. Lille.
- BARROIS Ch., 1882. - Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Mém. Soc. Géol. Nord, 2, I, 630 p., 20 pl. Lille.
- BARROIS Ch., 1886. - Aperçu sur la constitution géologique de la rade de Brest. Bull. Soc. Géol. France, 3e sér., XIV : 678-707, 3 pl. Paris.
- BARROIS Ch., 1891. - Mémoire sur la faune du Grès armoricain. Ann. Soc. Géol. Nord, XIX : 134-237, 5 pl. Lille.
- BARROIS Ch., 1892. - Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. Ann. Soc. Géol. Nord, 20 : 75-191. Lille.
- BASAN P.B., 1979. - Trace fossil nomenclature : the developing picture. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 28 : 143-146.
- BATES D.E.B. & KIRKALDY J.F., 1976. - Field Geology in Colour. Standford Press, Poole, Dorset. 215 p., 156 pl.
- BELLANGER E., 1911. - Note sur l'importance probable du gisement ferrifère de l'Anjou. Ann. Mines, 20 : 452-456.
- BELLARDI L., 1877. - Molluschi dei terreni terziarii del piemonte e della liguria. Parte II, Gasteropoda (Pleurotomidae). Memorie Reale Accad. Sci. Torino, Sér. II, XXIX : 223-226. Turin.
- BENTON M.J. & TREWIN N.J., 1980. - Dictyodora from the Silurian of Peeblesshire, Scotland. Palaeontology, 23, 3 : 501-513. Londres.
- BERGSTROM J., 1973. - Organization, life and systematics of trilobites. Fossils and Strata, 2 : 1-69. Oslo.
- BERGSTROM J., 1976. - Lower Palaeozoic trace fossils from eastern Newfoundland. Can. J. Earth Sci., 13 : 1613-1633.
- BIGOT A., 1886. - Quelques mots sur les Tigillites. Bull. Soc. Linn. Normandie, 3e sér., X : 3-7. Caen.
- BIRKENMAJER K. & BRUTON D.L., 1971. - Some trilobites resting and crawling traces. Lethaia, 4 : 303-319. Oslo.
- BISHOP A.C., BRADSHAW J.C., RENOUF J.T. & TAYLOR R.G., 1969. - The stratigraphy and structure of part of west Finistère, France. Quart. J. geol. Soc. London, 124, (1968) : 309-348. Londres.
- BLAISE J. & BOUYX E., 1980a. - Les séries cambro-ordoviciennes à Cruziana et le problème de l'extension septentrionale des plate-formes "périgondwaniennes" durant le Paléozoïque inférieur. C.R. Acad. Sc. Paris, série D, 291 : 793-796.

- BLAISE J. & BOUYX E., 1980b. - 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. Rennes.
- BLAISE J., CAVET P. & DUBREUIL M., 1983. - Les séries paléozoïques de la partie orientale du Domaine ligérien. Excursion du Groupe Français du Paléozoïque (24-27 Mai 1983), Nantes. Inédit, 60 p.
- BLAISE J., CAVET P. & LARDEUX H., 1970. - Les relations entre Briovérien et Paléozoïque sur la rive gauche de la Loire entre Saint-Florent-le-Vieil et Chalonnes (Maine-et-Loire, Sud-Est du Massif armoricain). Bull. Soc. géol. France, (7), XII, 1 : 5-14. Paris.
- BLATT H., MIDDLETON G. & MURRAY R., 1972. - Origin of sedimentary rocks. Prentice-Hall, Inc., 634 p.
- 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., MEENE E.A. van de & TJALSMA R.C., 1968. - Intricated cross-stratification due to interaction of a megaripple with its lee-side system of backflow ripple (upper-point bar deposits, lower Rhine). Sedimentology, 11 : 147-162.
- BOERSMA J.R. & VAN GELDER A., 1982. - Structures and sequences in a Miocene wave-dominated prograding shoreline, Lower Rhine embayment, Germany. 11 th Int. Cong. Sedim., Hamilton, abstr. : 105.
- BOLELLI E., 1944. - Observations sur la tectonique du contact Briovérien-Cambrien du flanc nord des synclinaux du Sud de Rennes. C.R. Somm. Soc. Géol. France : 171-173. Paris.
- BOLELLI E., 1951. - Contribution à l'étude tectonique de la région synclinale au Sud de Rennes : contact Briovérien-Cambrien. Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne, 9. Rennes.
- BOOTHROYD J.C. & HUBARD D.K., 1975. - Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In Cronin L.E. (ed.). Estuarine Research : 217-234. Acad. Press, New-York.
- BOURGEOIS J., 1980. - A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification : the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), South western Oregon. J. Sedim. Petrol., 50 : 681-702.
- BOYLES J.M., 1982. - Hummocky cross-stratification and associated erosional features : description and depositional processes. 11th Int. Cong. Sedim., Hamilton, abstr. : 104.
- BRADSHAW J.D., 1963. - The Lower Palaeozoic and Lowest Devonian Rocks of the Crozon Peninsula (Finistère). Unpublished Ph. D. Thesis, University of London, 234 p.
- BRADSHAW J.D., 1966. - An unusual sedimentary structure indicative of shallow water conditions in the Grès armoricain of Finistère (France). Sedimentology, 7 : 149-154. Amsterdam.
- BRENCHLEY P.J. & NEWALL G., 1982. - Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. Jour. sed. Petrology, 52/4 : 1257-1269.
- BROMLEY R.G. & FURSICH F.T., 1980. - Comments on the proposed amendments to the international code of zoological nomenclature regarding ichnotaxa. Bull. zool. Nomencl., 37, 1 : 6-10.
- BROSSE R., 1976. - Le Nord d'Angers, la basse vallée du Loir et le Bugeois. Itinéraire 10. In Alcaydé G. & Gigout M. Val de Loire. Guide géologique régional : 107-116. Masson, Paris.
- BUREAU E., 1886. - Sur la formation de Bilobites à l'époque actuelle. Compte rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences, tome CIII, n° 24 : 1164-1167. Paris.
- BUREAU E., 1900. - Notice sur la Géologie de la Loire-Inférieure. In : la ville de Nantes et la Loire-Inférieure, 3 : 99-522. Nantes.
- CAMPBELL K.S.W., 1975. - The functional morphology of Cryptolithus. Fossils strata, 4 : 65-86.
- CAVET P. (coord.), 1976. - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Angers. B.R.G.M. éditeur.
- Chambre syndicale de la recherche et de la production du pétrole et du gaz naturel, 1966. - Essai de nomenclature des roches sédimentaires. Technip. Paris.
- CHAURIS L., 1969. - Sur un important accident structural dans le Nord-Ouest de l'Armorique. C. R. Acad. Sci. Paris : 268 : 2859-2861.
- CHAURIS L., 1971. - Les recherches récentes sur le Grès armoricain (Skiddavien) dans le Nord-Ouest de la Bretagne. Mém. Bur. Rech. géol. min. (B.R.G.M.), 73 : 213-221. Paris.
- CHAURIS L. & PLUSQUELLEC Y. (coord.), 1975. - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Douarnenez. B.R.G.M. éditeur.
- CHAURIS L. & PLUSQUELLEC Y. (coord.), 1980. - Carte géologique de la France à 1/50 000, feuille Brest. B.R.G.M. éditeur.

- CHAUVÉL J.J., 1958. - Etude géologique de la terminaison occidentale du synclinal de Segré et de l'anticlinal de Chateaubriant-Le Grand-Fougeray. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n.s., 1 : 1-33. Rennes.
- CHAUVÉL J.J., 1959. - Relations structurales entre le Briovérien et la "série rouge" dans les synclinaux du Sud de Rennes. C.R. somm. Soc. géol. France, 6 : 142. Paris.
- CHAUVÉL J.J., 1960. - Etude sédimentologique des schistes intermédiaires (Ordovicien inférieur) de la région comprise entre Bain-de-Bretagne et Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 2 : 87-89. Rennes.
- CHAUVÉL J.J., 1961. - Découverte d'un poudingue à galets phosphatés dans les formations de l'Ordovicien inférieur de la région de Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 1 & 2 : 115-121. Rennes.
- CHAUVÉL J.J., 1963. - A propos d'une forme atypique de magnétite dans le minerai de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. C.R. Acad. Sci. Paris, 257 : 187-188.
- CHAUVÉL J.J., 1971. - Contribution à l'étude des minerais de fer de l'Ordovicien inférieur de Bretagne. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 16, 243 p., Rennes (thèse soutenue en 1968).
- CHAUVÉL J.J., 1974. - Les minerais de fer de l'Ordovicien inférieur du Bassin de Bretagne - Anjou, France. Sédimentology, 21 : 127-147.
- CHAUVÉL J.J. & DURAND Jq., 1983. - Les niveaux conglomératiques phosphatés à galets de spilite de l'Ordovicien de Bénéoc (Formation de Traveusot, Bretagne centrale). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), 15, 1 : 17-26, 1 pl. Rennes.
- CHAUVÉL J.J. & LE CORRE Cl., 1971. - La transgression paléozoïque et l'Ordovicien inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). Mém. Bur. Rech. géol. min. (B.R.G.M.), 73 : 103-117. Paris.
- CHAUVÉL J.J. & PHILIPPOT A., 1960. - Sur la discordance de la base du Paléozoïque dans la région de Rennes (Ille-et-Vilaine). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n.sér., 1 : 1-7. Rennes.
- CHAUVÉL J.J. & ROBARDET M., 1979. - Massif armoricain. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, C, XI, 1-2 : 1-48. Rennes.
- CLIFTON H.E., 1969. - Beach lamination : Nature and origin. Marine Geol., 7 : 553-559.
- CLIFTON H.E., HUNTER R.E. & PHILLIPS R.L., 1971. - Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore. Jour. Sed. Petrology, 41 : 651-670.
- COATES A.G., 1964. - The Geology of the Jobourg and Siouville synclines, Manche, France. Unpublished Ph. D. Thesis. University of London, 224 p.
- COCKS L.R.M. & LOCKLEY M.G., 1981. - Reassessment of the Ordovician brachiopods from the Budleigh Salterton Pebble Bed, Devon. Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), 35, (3) : 111-124.
- COGNE J., 1974. - Le Massif armoricain. In : J. Debelmas (éd.) : Géologie de la France, 1 : 105-161.
- COGNE J., 1977. - La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. Coll. Int. CNRS, 268 : 111-129.
- Collectif B.R.G.M., 1974. - Etudes minéralogiques, chimiques, et texturologiques des grès à zircon - rutile du Massif Armoricain. Rapport inédit, 74 SCN 341 LAB.
- COLLINSON J.D., 1970. - Bedforms of the Tana River, Norway. Geog. Ann., 52A : 31-56.
- COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B., 1982. - Sedimentary structures. George Allen & Unwin, Londres, 194 p.
- COOPER R.A., JAGO J.B., Mac KINNON D.I., SHERGOLD J.H. & VIDAL G., 1982. - Late Precambrian and Cambrian Fossils from Northern Victoria Land and their stratigraphic Implications. In Campbell Croddock (ed.). Antarctic Geoscience : 629-633. Univ. Wisconsin Press, Madison.
- COURTY G., 1979. - Caractères paléogéographiques du milieu de formation de la couche principale du minerai de fer ordovicien normand. Ann. Soc. Géol. Nord, 99 : 481-486. Lille.
- 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. & PILKEY O.H. (eds) : Shelf sediment transport : Process and Pattern : 447-449 ; Stroudsburg, Pa (Dowden, Hutchinson & Ross).
- CRIE L., 1878. - Les Tigillites siluriennes. Compte rendus hebdomadaires de l'Académie des Sciences, tome LXXXVI : 687-689. Paris.
- CRIE L., 1883. - Les origines de la vie. Essai sur la flore primordiale : organisation, développement, affinités, distribution géologique et géographique, 75 p. Doin, Paris.
- CRIMES T.P. 1970a. - Trilobite tracks and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. Geol. J., (7), 1 : 47-68. Cambridge.

- CRIMES T.P., 1970b. - A facies analysis of the Cambrian of Wales. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoeconol.*, 7 : 113-170.
- CRIMES T.P., 1975. - The production and preservation of trilobite resting and furrowing traces. *Lethaia*, 8 : 35-48.
- CRIMES T.P., 1977. - Trace fossils of an Eocene deep sea fan, northern Spain. In CRIMES T.P. & HARPER J.C. (eds). *Trace fossils 2. Geol. J., Spec. iss.*, 9 : 71-90. Liverpool.
- CRIMES T.P. & HARPER J.C. (eds), 1970. - *Trace fossils. Geol. J., Spec. Issue 3.* Seel House Press, Liverpool. 574 p.
- CRIMES T.P. & HARPER J.C. (eds), 1977. - *Trace fossils. Geol. J., Spec. Issue 9.* Seel House Press, Liverpool.
- CRIMES T.P., LEGG I., MARCOS A. & ARBOLEYA M., 1977. - ? Late Precambrian - low Lower Cambrian trace fossils from Spain : 91-138. In CRIMES T.P. and HARPER J.C. (eds). *Trace fossils 2. Geol. J., Spec. Issue 9.* Seel House Press, Liverpool.
- CRIMES T.P. & MARCOS A., 1976. - Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for N.W. Spain. *Geol. Mag.*, 113, (4) : 349-356. Cambridge.
- CRIMES T.P., MARCOS A. & PEREZ-ESTAUN A., 1974. - Upper ordovician turbidites in western Asturias : a facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations. *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 15 : 169-184. Amsterdam.
- DALIMIER P., 1863. - Essai sur la géologie comparée du plateau méridional de la Bretagne. *Bull. Soc. Géol. France*, 2e sér., XX : 126-154. Paris.
- DALRYMPHE R.W., KNIGHT R.J. & LAMBIASE J.L., 1978. - Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275 : 100-104.
- DANGEARD L., 1922. - Gisements fossilifères du grès armoricain des Coëvrons. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, 2, 2 : 324-328. Rennes.
- DARBOUX J.R. & PLUSQUELLEC Y., 1981. - Tectonique du Dévonien inférieur de la presqu'île de Crozon : la coupe des Capucins en Roscanvel (Massif Armoricaire, France). *C.R. Acad. Sc. Paris*, 292, sér. II : 1409-1411. Paris.
- DAVID B., DAVID L., DURAND Jq., EISENMANN V., FISCHER J.C., FRANIATTE S., GALL J.C., GOUJET D., HEYLER H., LAURIN B., LE RENARD J., MERLE D., PHILIP J., PLAZIAT J.C., RIOULT M., ROUX M., TAQUET P. & THIERRY J., 1983. - Proposition d'une typologie critique des facteurs de paléomilieux (paléomilieux continentaux et marins non profonds). Document R.C.P. 641. 1er Cong. intern. *Paleoeconol.* Lyon, 13 p.
- DAVIDSON-ARNOTT R.G.D. & PEMBER F., 1980. - Morphology and sedimentology of multiple parallel bar systems, southern Georgian Bay, Ontario. In Mac CANN (ed.). *Littoral processes and shore morphology*, Halifax, Nova Scotia. *Geol. Surv. Canada pap.* : 417-428.
- DAVY L., 1980. - Notice géologique sur l'arrondissement de Segré. *Bull. Soc. Ind. Miner.*, 9 : 1-101.
- DEAN W.T., 1976. - Some aspects of Ordovician Correlation and trilobite distribution in the Canadian Appalachians : 227-250. In BASSETT, M.G. (ed.). *The Ordovician System : proceedings of a Palaeontological Association symposium*, Birmingham. University of Wales Press, 696 p.
- DEAN W.T., 1980. - The Ordovician system in the Near and Middle East, correlation chart and Explanatory Notes. International subcommission on Ordovician stratigraphy, I.U.G.S. publication 2. Ottawa, 22 p.
- DEAN W.T. & MARTIN F., 1978. - Lower Ordovician acritarchs and trilobites from Bell Island, eastern Newfoundland. *Bull. Geol. Surv. Canada*, 284 : 1-35. Ottawa.
- DELGADO J.F.N., 1886. - Etude sur les bilobites et autres fossiles de la base du système silurique du Portugal. *Imprim. Acad. Roy. Sc. Sect. Trav. Geol. Port.*, 112 p. Lisbonne.
- DESTOMBES J., 1971. - L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. *Mém. Bur. Rech. Geol. min. (B.R.G.M.)*, 73 : 237-263. Paris.
- DEUNFF J. & CHAUVEL J.J., 1970. - Un microplancton à Chitinozoaires et Acritarches dans des niveaux schisteux du Grès armoricain (Mayenne et Sud de Rennes). *C.R. somm. Soc. géol. France*, 6 : 196-198. Paris.
- DINGLER J.R., 1979. - The threshold of grain motion under oscillatory flow in a laboratory wave channel. *Jour. Sedim. Petrol.*, 49 : 287-294.
- DONSIMONI M., GIOT D., L'HOMER A., 1976. - Variations de faciès dans les grès minéralisés du Massif Armoricaire. B.R.G.M. Département Géologie. Rapport inédit, 76 SGN 050 GEO.
- DORE F., 1969. - Les formations cambriennes de Normandie. Thèse, Caen, 790 p. Inédit.
- DORE F., 1972. - La transgression majeure du Paléozoïque inférieur dans le Nord-Est du Massif Armoricaire. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 14 : 79-93. Paris.

- DORE F., JUIGNET P., LARSONNEUR C., PAREYN C. & RIOULT M., 1977. - Normandie. Guide géologique régional, 190 p. Masson, Paris.
- DORE F., LE GALL J., PAREYN C. & PONCET J., 1982. - Réunion du Groupe Français du Paléozoïque en Normandie et dans le Maine (6 au 10 Septembre 1982), 31 p. Caen. Inédit.
- DOTT R.J. Jr., 1964. - Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification ? Jour. Sed. Petrology, 34 : 625-632.
- DOTT R.H. Jr., 1983. - 1982 SEPM Presidential address : episodic sedimentation - How normal is average ? How rare is rare ? Does it matter ? Jour. Sed. Petrology, 53, 1 : 5-23.
- DOTT R.H. Jr. & BOURGEOIS J., 1979. - Hummocky cross stratification. Importance of variable bedding sequences analogous to the Bouma sequence (abs). Geological Society of America Abstracts 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. & BOURGEOIS J., 1982. - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull., 93 : 663-680.
- DOTT R.H. Jr. & BYERS C.W., 1981. - SEPM research conference on modern shelf and ancient cratonic sedimentation. The orthoquartzite-carbonate suite revisited. Jour. Sed. Petrology, 51 : 330-347.
- DOUBINGER J., DROT J. & PONCET J., 1966. - Présence d'une série ordovicienne dans le synclinal de Montmartin-sur-Mer (Manche). C.R. Acad. Sc., Paris, 262, (D) : 961-963.
- DRIESE S.G., BYERS C.W. & DOTT, R.H., 1981. - Tidal deposition in the basal Upper Cambrian Mt. Simon Formation in Wisconsin. Jour. Sed. Petrology, 51/2 : 367-381.
- DUFRENOY M., 1838. - Sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France. Ann. Mines, 3, XIV : 213-258 et 351-398.
- DURAND Jq., 1981. - La Formation du Grès armoricain et la base des Formations sus-jacentes : milieux de sédimentation. D.E.A., 60 p. Rennes. Inédit.
- DURAND Jq., 1983. - Sédimentation normale et sédimentation de tempête : importance relative dans le Grès armoricain. Terra cognita, 3, (2-3) : 233.
- DURAND Jq., 1984. - Ichnocoenoses du Grès armoricain (Ordovicien inférieur du Massif Armoricain) dans leur contexte sédimentologique. 1er Congrès International de Paléoécologie, Lyon, Mémoire Geobios.
- 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 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur. Strasbourg, 96 p.
- DZULYNSKI S. & KOTLAR-CZYCK J., 1962. - On load-casted ripples. Ann. Soc. Géol. Pologne, 32 : 148-159.
- EINSELE G. & SEILACHER A., 1982 (Eds). - Cyclic and Event stratification. Springer Verlag. Berlin, 536 p.
- EMIG C.C., 1981. - Implications des données récentes sur les Lingules actuelles dans les interprétations paléoécologiques. Lethaia, 14 : 151-156. Oslo.
- EMIG C.C., 1983. - Comportement expérimental de *Lingula anatina* (Brachiopoda : Inarticulata) dans divers substrats meubles (Baie de Mutsu, Japon). Marine Biol., 75 : 207-213.
- EMIG C.C., GALL J.C., PAJAUD D. & PLAZIAT J.C., 1978. - Réflexions critiques sur l'écologie et la systématique des lingules actuelles et fossiles. Géobios, 11, 5 : 573-609, 2 pl. Lyon.
- EUDES-DESLONGCHAMPS M., 1855. - Notice sur des empreintes ou traces d'animaux existant à la surface d'une roche de Grès, au lieu dit les Vaux-d'Aubin, près d'Argentan, département de l'Orne, et connus dans le pays sous le nom de Pas-de-Boeufs. Mém. Soc. Linn. Normandie, X : 3-28, 1 pl. Caen.
- FAURE P.P., 1978. - Les Grès à rutile et zircon du Massif armoricain. Thèse Doct. Ing., E.N.S. Mines, 293 p. Paris.
- FENTON M.A. & FENTON C.L., 1934. - Scolithus as a fossil phoronid. Pan. Am. Geol., 61 : 341-348.
- FREY R.W., 1970. - Trace fossils of Fort Hays Limestone Member, Niobrara chalk (Upper Cretaceous), west-central Kansas : Univ. Kansas Paleont. Contrib., Art. 53 (Cretaceous 2), 41 p., 5 text. fig., 10 pl.
- FREY R.W. & HOWARD J.D., 1970. - Comparison of Upper Cretaceous ichnofaunas from siliceous sandstones and chalk, Western Interior Region, U.S.A. : in Trace fossils, T.P. CRIMES & J.C. HARPER (eds), Geol. Jour., spec. issue n° 3, p. 141-166, text-fig. 1-8, table 1-3, Seel House Press (Liverpool).
- FREY R.W. & SEILACHER A., 1980. - Uniformity in marine invertebrate ichnology. Lethaia, 3 : 183-207, Oslo.

- FRIEDMAN G.M. & SANDERS J.E., 1978. - Principles of Sedimentology. John WILFY and SONS, New-York, 792 p.
- FURSICH F.T., 1974. - On diplocraterion Torell 1870 and the significance of morphological features in vertical spreiten-bearing U-shaped trace fossils. Journ. of Paleontology, 4815 : 952-962.
- GADOW S. & REINECK H.E., 1969. - Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. Senckenbergiana marit., 1 : 63-78.
- GALL J.C., 1971. - Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 34. Strasbourg, 318 p.
- GALL J.C., 1976. - Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la Paléoécologie. Doin édit., 228 p.
- GINSBURG R.N. (Ed.), 1975. - Tidal Deposits. A casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts. Springer Verlag, New-York, 428 p.
- GIOT P.R., 1944. - Sur le Briovérien au Sud des Montagnes Noires (Finistère et Morbihan). C.R. somm. Soc. Géol. Fr. : 179-181.
- GOLDRING R., 1962. - The trace fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. Paläont. Z., 36 : 232-251.
- GOLDRING R., 1964. - Trace fossils and the sedimentary surface : 136-143. In VAN STRAATEN, L.M. J.R. (ed.). Developments in Sedimentology 1 : deltaic and Shallow marine deposits. Elsevier, Amsterdam, 464 p.
- GOLDRING R., 1971. - Shallow-water sedimentation as illustrated in the Upper Devonian Baggy Beds. Mem. geol. Soc. Lond., 5 : 1-80.
- GOLDRING R. & AIGNER T., 1982. - Scour and fill : the significance of event separation. In EINSELE G. & SEILACHER A. (eds) Cyclic and Event Stratification : 354-362 ; Berlin, Heidelberg, New-York (Springer).
- GOLDRING R. & LANGENSTRASSEN F., 1979. - Open shelf and nearshore clastic facies in the Devonian. Spec. Pap. Palaeontol., 23 : 81-97.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J., 1974. - Associated physical and biogenic structures in the environmental subdivision of a Cambrian tidal sand body. J. Geol., 82 : 779-794.
- GRUET Y., 1982. - Recherches sur l'écologie des "récifs" d'hermelles édifiés par l'annélide polychète Sabellaria alveolata (Linné). Thèse de Doctorat d'Etat, Nantes, 237 p.
- GRUET Y. (sous presse). - Les bioconstructions à Sabellariidés actuelles et fossiles dans le monde. Soumis au Bull. du B.R.G.M.
- GUILLIER A., 1881. - Note sur les lingules du Grès armoricain de la Sarthe. Bull. Soc. géol. France, 3e sér., IX : 372-377, 1 pl. Paris.
- GUILLIER A. & TROMELIN G. de, 1874. - Note sur le terrain silurien de la Sarthe. Bull. Soc. Agr. Sc. et Arts de la Sarthe, XII : 3-12. Le Mans.
- GUILLOCHEAU F., 1982. - Les "Ridens" : corps sédimentaires constitutifs de la Formation du Grès armoricain (Arenig, presqu'île de Crozon, Massif Armoricain). Evolution, implications paléogéographiques. 9e Réunion ann. Sci. Terre, Paris : 304. Soc. géol. Fr.
- GUILLOCHEAU F., 1983. - Les dépôts de tempêtes. Le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. Thèse 3e cycle, Univ. Bret. occident., 223 p. Brest.
- GUILLOCHEAU F., 1984. - Les alternances "schistes-grès" de la Formation de Postolonnec (Arenig moyen-Caradoc inférieur, presqu'île de Crozon, Finistère). Un modèle de dépôts de vagues de tempêtes. Soumis au Bull. Soc. géol. France.
- GUILLOCHEAU F. & LE GALL B., 1983. - Dépôts de tempête ou turbidites distales, application au Dévonien sub-cornubien par comparaison avec l'Ordovicien Ouest-armoricain. Terra cognita, (2-3) : 234.
- GUILLOCHEAU F. & ROLET J., 1982. - La sédimentation paléozoïque ouest-armoricaine. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), 14/2 : 45-62. Rennes.
- HAKES W.G., 1976. - Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas. Paleont. Contr. Univ. Kans, 63, 46 p., 13 pl. Lawrence, Kansas.
- HALDEMAN S.S., 1840. - Supplement to number one of "A monograph of the Limniades, and other freshwater univalve shells of North America" containing descriptions of apparently new animals in different classes and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa, 3 p. Philadelphia.
- HALL J., 1852. - Palaeontology of New-York, vol. II. Van Benthuyssen, Albany. 362 p., 85 pl.

- HALLAM A., 1970. - Gyrochorte and other trace fossils in the Forest Marble (Bathonian) of Dorset, England. In Trace fossils, T.P. CRIMES & J.C. HARPER (eds), Geol. Jour., spec. issue 3 : 189-200, text-fig. 1, 2, pl. 1, 2, Seel House Press (Liverpool).
- HALLAM A. & SWETT K., 1966. - Trace fossils from the Lower Cambrian Pipe Rocks of the north-west Highlands. Scott. J. Geol., 2, (1) : 101-106.
- HAMBLIN A.P. & WALKER R.G., 1979. - Storm-dominated shallow Marine deposits : the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains. Can. J. Earth Sci., 16 : 1673-1690.
- HAMMANN W., 1976. - Trilobiten aus dem oberen caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). Senckenbergiana lethaea, 57, 1 : 35-85. Frankfurt-am-Main.
- HAMOUMI N., 1981. - Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien supérieur en presque-île de Crozon (Massif Armoricain). Comparaison des coupes du Vervac'h et de l'Aber-Kerglintin. Thèse 3ème cycle, Univ. Brest, 224 p. Inédit.
- HAMOUMI N., LE RIBAUT L. & PELHATE A., 1981. - Les Schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, Massif Armoricain occidental) : une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. Bull. Soc. géol. France, 7, XXIII : 279-286. Paris.
- HANTZSCHEL W., 1962. - Trace fossils and Problematica : in Treatise on invertebrate paleontology, R.C. MOORE (ed.), Part W, p. W177-W245, text-fig. 109-149, Geol. Soc. America & Univ. Kansas Press (New-York & Lawrence, Kans.).
- HANTZSCHEL W., 1975. - Trace fossils and problematica. In TEICHERT, C. (ed.). Treatise on invertebrate paleontology, Part W, supplement 1. Geol. Soc. Am. New-York and Univ. Kans. Press, Lawrence.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B. & WALKER R.G., 1982. - Structures and sequences in clastic rocks. Soc. Econ. Paleont. Min., short course 9. Dallas.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. & WALKER R.G., 1975. - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. S.E.P.M. short course 2. Dallas. 161 p.
- HAWLEY N., 1981. - Flume experiments on the origin of flaser bedding. Sedimentology, 28 : 699-712.
- HAYES M.O., 1967. - Hurricanes as geological agents, South Texas coast. Bull. Am. Assoc. Petroleum Geologists, 51 : 937-942.
- HENRY J.L., 1969. - Micro-organismes incertae-sedis (Acritharces et Chitinozoaires) de l'Ordovicien de la presque-île de Crozon (Finistère) : gisements de Mort-Anglaise et de Kerglentin. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n. sér., (1968) : 59-100. Rennes.
- HENRY J.L., 1971. - Les Trilobites Asaphidae et Eohomalonotidae du Grès Armoricain supérieur (? Arenigien) de l'Ouest de la France. Mém. Bur. Rech. géol. min. (B.R.G.M.), 73 : 65-77. Paris.
- HENRY J.L., 1980. - Trilobites ordoviciens du Massif Armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22, 250 p. Rennes.
- HERMITE H., 1878. - Etude préliminaire du terrain silurien des environs d'Angers. Bull. Soc. géol. France, (3), 6 : 531-543. Paris.
- HEWARD A.P., 1981. - A review of Wave-Dominated Clastic Shoreline Deposits. Earth-Science Reviews, 17 : 223-276. Amsterdam.
- HOBDAV D.K. & ERIKSSON K.A. (ed.), 1977. - Tidal Sedimentation. With particular Reference to South African Examples. Sedim. Geol., 18, 1/3. Spec. iss., 287 p. Amsterdam.
- HOWARD J.D., 1975. - The sedimentological significance of trace fossils. In FREY R.W. (ed.). The Study of trace fossils : 131-146. Springer-Verlag, New-York, 562 p.
- HOWARD J.D., 1978. - Sedimentology and trace fossils. In BASAN P.B. (ed.). Trace fossil concepts : 11-42. S.E.P.M., Short course 5. Tulsa, 181 p.
- HOWARD J.D. & REINECK H.E., 1981. - Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence : Comparison with low-energy sequence. Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists, 65 : 807-830.
- HOWELL B.F., 1943. - Burrows of Skolithos and Planolites in the Cambrian Hardyston sandstones at Reading, Pennsylvania : Wagner Free Inst. Sci. Philadelphia, Publ., 3 : 3-33, pl. 1-8.
- HUNTER R.E., 1977. - Terminology of cross stratified sedimentary layers and climbing ripple structure. Jour. Sed. Petrology, 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. Sed. Petrology, 49 : 711-726.
- 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. Sed. Petrology, 49 : 711-726.

- JEGOUZO P., 1980. - The South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 2, (1/2) : 39-47.
- JOHNSON H.D., 1978. - Shallow Siliciclastic Seas. In Reading H.G. (ed.). *Sedimentary Environments and Facies* : 207-257. Blackwell Scientific Publications, 569 p.
- 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.
- JOSEPH P., 1982. - Le Minéral de fer oolithique ordovicien du Massif armoricain. Thèse Doct. Ing., E.N.S. Mines, 342 p. Paris.
- KERFORNE F., 1898. - Note préliminaire sur le système Silurien de la presqu'île de Crozon. *Bull. Soc. scient. médic. Ouest*, 8, 4 : 322-332. Nantes.
- KERFORNE F., 1901a. - Etude de la région silurienne occidentale de la presqu'île de Crozon. Thèse, Rennes, Impr. F. SIMON, 134 p.
- KERFORNE F., 1901b. - Discordance du Cambrien sur le Précambrien près de Rennes. *Bull. Soc. géol. France*, (4), 1 : 258-259. Paris.
- KERFORNE F., 1912. - Sur un faciès argileux de l'Ordovicien inférieur de la Bretagne. *C.R. Acad. Sc. Fr.*, 154 : 1648-1650. Paris.
- KERFORNE F., 1914. - Position systématique des couches de Minéral de fer dans l'Ordovicien inférieur de Châteaubriant. *C.R. Acad. Sci.*, 159 : 759-760. Paris.
- KERFORNE F., 1915. - Etude géologique de la région silurienne de Châteaubriant (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. géol. France*, 3e s., XV : 191-211. Paris.
- KERFORNE F., 1919. - Etude de la région silurienne du Sud de Rennes. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXIII, 139.
- KLEIN C., 1959. - Le poudingue de base de la série pourprée dans la région de Gacilly (Morbihan). *C.R. Somm. Soc. Géol. France* : 178-180. Paris.
- KLEIN C., 1961. - La transgression ordovicienne sur les marges orientales de l'Armorique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 2 : 768-778. Paris.
- KLEIN G. de Vries, 1970a. - Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *J. Sediment. Petrol.*, 40 : 1095-1127.
- KLEIN G. de Vries, 1970b. - Tidal origin of a Precambrian quartzite - the lower fine - grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland. *J. Sediment. Petrol.*, 40 : 973-985.
- KLEIN G. de Vries, 1971. - A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82 : 2585-2592.
- KLEIN G. de Vries, 1977. - Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in epeiric and mioclinal shelf seas. In HOBDAI D.K. & ERIKSSON K.A. (eds). *Tidal Sedimentation. With Particular Reference to South African Examples. Sediment. Geol., Spec. iss.*, 18, 1/3 : 1-12. Amsterdam.
- KNOX R.W., O'B., 1973. - Ichnogenus *Corophiodes*. *Lethaia*, 6 : 133-146, text-fig. 1-7.
- KOLB S. & WOLF R., 1979. - Distribution of *Cruziana* in the Lower ordovician sequence of Celtiberia (NE Spain) with a revision of the *Cruziana rugosa*-group. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Heft 8 : 457-474. Stuttgart.
- KREISA R.D., 1981. - Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of Southwestern Virginia. *Jour. Sed. Petrology*, 51/3 : 823-848.
- LANTEAUME M., BEAUDOIN B. & CAMPREDON R., 1967. - Figures sédimentaires du flysch "grès d'Annot" du synclinal de Peira-Cava. Edit. C.N.R.S., Paris, 97 p.
- LARDEUX H., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., MORZADÉC P., PARIS F., RACHEBOEUF P. & ROBARDET M., 1977. - Evolution géologique du Massif Armoricain 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.
- LEBESCONTE P., 1883. - Oeuvres posthumes de Marie ROUAULT ... publiées par les soins de P. LEBESCONTE, suivies de : les *Cruziana* et *Rysophycus*, connus sous le nom général *Bilobites*, sont-ils des végétaux ou des traces d'animaux ? 73 p., 22 pl., Savy (Rennes-Paris).
- LEBESCONTE P., 1887. - Constitution générale du Massif breton comparée à celle du Finistère. *Soc. Géol. France*, sér. 3, 14, (1886) : 776-820, pl. 34-36.
- LEBESCONTE P., 1890. - Sur les Assises siluriennes les plus anciennes de Bretagne. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 3, XVII : 621-627. Paris.
- LE CORRE Cl., 1978. - Approche quantitative des processus synschisteux. L'exemple du segment hercynien de Bretagne centrale. Thèse d'Etat, Rennes, 381 p. Inédit.
- LEEDER M.R., 1982. - Sedimentology. Process and Product, 344 p. George ALLEN & UNWIN, Londres.

- LEMOSQUET Y., 1970. - Etude des figures et structures sédimentaires de l'Ordovicien de Normandie. Bull. Soc. linn. Normandie, 101 : 45-65. Caen.
- LENOTRE N., 1977. - Etude des marques de courant par photographie sous-marine (Organisation et gestion d'une photothèque). Thèse 3ème cycle, Bordeaux. 2 vol.
- LE RIBAUT L., 1977. - L'exoscopie des quartz. Techniques et méthodes sédimentologiques. MASSON édit., 150 p. Paris.
- LESSERTISSEUR J., 1955. - Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique : Soc. Géol. France, Mém. n. sér., 74 : 1-150, text-fig. 1-68, pl. 1-11.
- LESSERTISSEUR J., 1971. - L'enigme du Daedalus, (Daedalus ROUAULT, 1850). Ichnofossilia. Bull. du Museum National d'Histoire Naturelle, 3e série, (4), 20 : 37-72. Paris.
- LESSERTISSEUR J., 1972. - Les faciès gréseux à Daedalus en Europe occidentale et en Afrique du Nord : ichnocénoses et signification paléobiologique. 24th IGC, section 7 : 556-562.
- LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONALE, 1957. - Europe, I-4a. C.N.R.S. Paris.
- LOMBARD A., 1956. - Géologie sédimentaire. Les séries marines. MASSON. Paris.
- LOMBARD A., 1966. - La stratification : révision, critique et essai de théorie génétique. Eclogae Geol. Helv., 58, 1 : 135-155.
- LOMBARD A., 1972. - Séries sédimentaires, genèse-évolution. MASSON & Cie, éd., Paris, 425 p.
- LUNDEGARD P.D. & SAMUELS N.O., 1980. - Field classification of fine-grained sedimentary rocks. J. Sed. Petrol., 50, 3 : 781-786.
- MACAR P. & EK C., 1965. - Un curieux phénomène d'érosion famennienne : les "pains de grès" de Chambrelles (Ardenne Belge). Sédimentology, 4 : 53-64.
- MAC CAVE I.N., 1970. - Deposition of fine-grained suspended sediments from tidal currents. J. geophys. Res. 75 : 4151-4159.
- MAC CAVE I.N., 1971. - Mud layers and deposition from tidal currents : discussion of a paper by G. de V. KLEIN, "Tidal origin of a Pre-cambrian quartzite - the lower fine-grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland". J. Sedim. Petrol., 41 : 1147-1148.
- MAGDEFRAU K., 1932. - Über einige Bohrgänge aus dem unteren Muschelkalk von Jena : Paläont. Zeitschr., 14 : 150-160, text-fig. 1-4, pl. 5.
- MARSAGLIA K.M. & KLEIN G. de Vries, 1982. - Paleogeography of Storm depositional Systems. 11th Int. Cong. Sedim. Hamilton. Abstr. : 168.
- MARSAGLIA K.M. & KLEIN G. de Vries, 1983. - The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional Systems. Jour. Geol., 91 : 117-142.
- MARTINSSON A., 1965. - Aspects of a middle Cambrian thanatotope on Oland. Geol. Foren. Stockholm Forth, 87 : 181-230.
- MARTINSSON A., 1970. - Toponomy of trace fossils. In CRIMES T.P. & HARPES J.C. (eds). Trace fossils. Geol. J. Spec. Issue 3 : 323-330.
- MATHIEU G., 1937. - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne (2 t.). Thèse Lille. Impr. SAUTAI.
- MAUVIEL A., 1982. - La bioturbation actuelle dans le milieu abyssal de l'Océan Atlantique Nord. Thèse 3ème cycle, Université de Bretagne Occidentale, 103 p. Brest.
- MEGARD F., DALMAYRAC B., LAUBACHER G., MAROCCO R., MARTINEZ C., PAREDES J. & TOMASI P., 1971. - La chaîne hercynienne au Pérou et en Bolivie, premiers résultats. Cah. Orstom, Sér. Géol., 3, 1 : 5-44. Paris.
- MELOU M., 1979. - Ordovicien et Silurien de la presqu'île de Crozon : les faciès méridionaux. In CHAUVEL J.J. & ROBARDET M. Massif armoricain. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, C, XI, 1-2 : 110-112. Rennes.
- MICHEL J.P. & FAIRBRIDGE R.W., 1980. - Dictionary of Earth Science, 411 p. MASSON, New-York.
- MILLER M.C. & KOMAR P.D., 1980. - Oscillation sand ripples generated by laboratory apparatus. Jour. Sed. Petrology, 50 : 173-182.
- MILON Y., 1923. - Contribution à l'étude du Briovérien (K) de la presqu'île de Crozon (Finistère) et de ses contacts avec le Grès armoricain (Slb). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, III, 2 : 145-149. Rennes.
- MILON Y., 1925. - Notes géologiques sur les environs de Candé et Saint-Julien-de-Vouvantes. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, VI, 1 : 64-77. Rennes.
- MILON Y., 1927. - Le Briovérien et le Cambrien dans l'anse de Bréhec (Côtes-du-Nord). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, VIII : 28-34. Rennes.
- MORFAUX M., 1964. - Etude de l'Ordovicien de l'anse de Pen-Hir (presqu'île de Crozon). D.E.S. Paris, inédit.
- MORIERE J., 1874. - De la présence du genre Scolithus dans le grès silurien de May. Bull. Soc. linn. Normandie, 2e sér., VIII : 119-129. Caen.

- MORIERE J., 1878. - Note sur le Grès de Bagnoles (Orne). Bull. Soc. Linn. Normandie, Caen, 3, 2 : 20-32.
- MORIERE J., 1879. - Sur les empreintes offertes par les grès siluriens dans le département de l'Orne et connu vulgairement sous le nom de "Pas de Boeuf". Assoc. Franç. Avanc. Sci., C.R., 7 : 570-576, Paris (1878).
- MORIERE J., 1881. - Fossiles du Grès armoricain à Bagnoles (Orne). Bull. Soc. Linn. Normandie, 3, 5 : 293-297. Caen.
- MORRIS S. & WHITTINGTON H., 1983. - Les animaux des schistes de Burgess. In les animaux disparus : 22-33. Pour la Science. BELIN (ed.), Paris.
- MORTON R.A., 1981. - Formation of storm deposits by wind-forced currents in the gulf of Mexico and the North Sea. In NIO S.D., SCHUTTENHELM R.T.E. & VAN WEERING T.C.E. (eds). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 5 : 385-396.
- MOUNT J.F., 1982. - Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, Eastern California. Jour. Sed. Petrology, 52/3 : 941-958.
- NATHORST A.G., 1873. - Om nagra förmodade växtfossilier : Översigt of K. Vetensk.-Akad. Förhandlingar, Stockholm, 1873, 9 : 25-32, pl. 15-19.
- NATHORST A.G., 1881. - Om spar of nagra everttebrerade djur m.m. och deras palaeontologiska betydelse (Mémoire sur quelques traces d'animaux sans vertèbres etc. et de leur portée paléontologique) : K. Svenska Vetenskapsakad., Handl., 18 (1880), n° 7, 104 p., text-fig. 1-32, 11 pl. (p. 61-104 : abridged French transl. of Swedish text).
- NATHORST A.G., 1886. - Nouvelles observations sur des traces d'animaux et autres phénomènes d'origine purement mécanique décrits comme "Algues fossiles" : K. Svenska Vetenskapsakad., Handl., 21, n° 14, 58 p., text-fig. 1-24, 5 pl.
- NELSON C.H., 1982. - Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf : a mimic of Bouma-sequences and turbidite systems. J. Sediment. Petrol., 52 : 537-545.
- NICHOLSON H.A., 1873. - Contributions to the study of the errant annelides of the older Palaeozoic rocks. Proc. R. soc., 21 : 288-290.
- NOBLET C., 1981. - Recherche de la source possible du Grès armoricain à partir des isopaques et du cortège de minéraux lourds. D.E.A., 79 p., Rennes. Inédit.
- NOBLET C., 1984. - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la Formation du Grès armoricain et ses équivalents. Thèse 3ème cycle, Université de Rennes, 123p. Rennes.
- NOBLET C. (sous presse). - Interprétation des cartes d'isopaques de la Formation du Grès armoricain levées en Bretagne et en Normandie. Soumis au Bull. du B.R.G.M.
- ODIN G.S. & GALE N.H., 1982. - Mise à jour de l'échelle des temps calédoniens et hercyniens. C.R. Acad. Sc., 294 : 453-456. Paris.
- ORBIGNY A. d', 1842. - Voyage dans l'Amérique méridionale. Tome 3, 4ème partie : paléontologie. BERTRAND, PARIS et LEVRAULT, Strasbourg. 188 p.
- ORBIGNY A. d', 1846. - Atlas du voyage dans l'Amérique méridionale (le Brésil, la République orientale de l'Uruguay, la République Argentine, la Patagonie, la République du Chili, la République de Bolivie, la République du Pérou) exécuté pendant les années 1826, 1827, 1829, 1830, 1831, 1832 et 1833. PITOIS-LEVRAULT, PARIS et LEVRAULT, Strasbourg.
- OSGOOD R.G., 1970. - Trace fossils of the Cincinnati Area : Palaeont. Americana, 6, n° 41 : 281-444, text-fig. 1-29, pl. 57-83.
- PARIS F., 1981. - Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie). Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 26, 412p. Rennes.
- PARIS F. & JEGOUZO P., 1976. - La bordure Mancellia - Synclinorium médian armoricain : une limite géotectonique majeure de l'édifice armoricain. 4ème Réunion ann. Sci. Terre, Paris : 317. Soc. Géol. Fr.
- 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.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND Jq & NOBLET C., 1982. - The Lower Ordovician transgression in south-west Europe. Paleont. Contr. Univ. Oslo, 280 : 41. Oslo.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND Jq & NOBLET C. (sous presse). - The Lower Ordovician transgression in south-west Europe.
- 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. Géobios, 12, (6) : 907-911. Lyon.
- PENEAU J., 1924. - Découverte en Loire-Inférieure d'une faune de Graptolithes du Silurien inférieur. Bull. Soc. Sci. nat. Ouest France, 3, 3-4 : 16-17. Nantes.
- PENEAU J., 1946. - Etude sur l'Ordovicien inférieur (Arenigien = Grès Armoricain) et sa faune (spécialement en Anjou). Bull. Soc. Etudes sci. d'Angers, n. sér. : 37-106. Angers.
- PERROUD H., BONHOMMET N., PARIS F., ROBARDET M. & VAN DER VOO R. - Revision of the age of magnetization of the red beds of Montmartin (Normandy, France). Geophys. J.R. Astr. Soc. (à paraître).

- PEUCAT J.J., 1970. - Carrière de Malroche. Etude géologique et structurale. Rapport inédit. Rennes.
- PHILIPPOT A., 1943. - Les Graptolites de l'Ordovicien supérieur et la faune graptolitique ordovicienne de Bretagne. C.R. somm. Soc. Géol. France, 6 : 62. Paris.
- PHILIPPOT A., 1950. - Les Graptolites du Massif armoricain, étude stratigraphique et paléontologique. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 8 : 295 p. Rennes.
- PHILIPPOT A. & CHAUVEL J.J., 1957. - Relations entre les niveaux de la base du Paléozoïque et les assises inférieures dans les synclinaux du Sud de Rennes. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n.s., 2 : 15-34, 5 pl. Rennes.
- PLAINE J., 1976. - La bordure sud du synclinorium paléozoïque de Laval (Massif armoricain). Stratigraphie - Volcanisme - Structure. Thèse 3ème cycle, 212 p., Univ. de Rennes.
- PLUMMER P.S. & GOSTIN V.A., 1981. - Shrinkage cracks : dessication or synaeresis ? Jour. Sed. Petrology, 51, 4 : 1147-1156.
- PLUSQUELLEC Y., 1979. - Ordovicien et Silurien de la presqu'île de Crozon : les faciès septentrionaux. In CHAUVEL J.J. & ROBARDET M. Massif armoricain. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, C, XI, 1-2 : 112-115. Rennes.
- POTTER P.E., MAYNARD J.B. & PRYOR W.A., 1980. - Sedimentology of Shale (Study guide and reference source). Springer-Verlag, New-York, 310 p.
- POTTER P.E. & PETTIJOHN F.J., 1977. - Paleocurrents and basin analysis. 2nd Edition. Springer Verlag, Berlin, 425 p.
- PRUVOST P., 1949. - Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïques. Ann. Hébert et Haug, 7 : 345-362. Paris.
- PRUVOST P., 1959. - Le Cambrien du Massif armoricain. Ann. Hébert & Haug : 5-10. Paris.
- QUETE Y., 1975. - L'évolution géodynamique du Domaine Centre Armoricain au Paléozoïque inférieur : l'Ellipse de Réminiac. Thèse 3ème cycle, Univ. de Rennes, 107 p.
- RAAF de J.F.M., BOERSMA R.J. & GELDER A. van, 1977. - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower carboniferous, County Cork, Ireland. Sedimentology, 24 : 451-483. Amsterdam.
- RABU D., 1982. - Lithostratigraphie du Briovérien de la région de Châteaubriant et ses rapports avec le Paléozoïque. 9ème Réunion ann. Sci. Terre, Paris : 529. Soc. géol. Fr.
- RACHEBOEUF P.R., 1976. - L'Ordovicien du synclinal de Jobourg (Manche). Bull. B.R.G.M., 2, section 1, 1 : 69-78. Orléans.
- READING H.G. (ed.), 1978. - Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications, 557 p.
- REINECK H.E. & DÖRJES J., GADOW S. & HERTWECK G., 1968. - Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. Senckenbergiana Lethaea, 49 : 261-309.
- REINECK H.E., GUTMANN W.F. & HERTWECK G., 1967. - Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. Senckenbergiana Lethaea, 48 : 219-275.
- REINECK H.E. & SINGH I.G., 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. Sedimentol., 18 : 123-128.
- REINECK H.E. & SINGH I.G., 1973. - Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- REINECK H.E. & SINGH, I.G., 1980. - Depositional Sedimentary Environments, with Reference to Terrigenous Clastics. 2d edit. Springer-Verlag, Berlin. 549 p.
- REINECK H.E. & WUNDERLICH, F. 1968b. - Classification and origin of flaser and lenticular bedding. Sedimentology, 11 : 99-104.
- RICHTER R., 1850. - Aus der thüringischen Grauwacke : Deutsch. Geol. Gesell., Zeitschr., 2 : 198-206, pl. 8, 9.
- RICHTER R., 1921. - Scolithus, Sabellarifex und Geflechtquarzit. Senckenbergiana, III, 1/2 : 49-52. Frankfurt a.M.
- RICE D.D., 1982. - Influence of storms and paleotectonism on Late Cretaceous shelf sedimentation, northern Great Plains, United States. 11 th Int. Cong. Sedim. Hamilton. Abstr. : 99.
- ROBARDET M., 1973. - Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif armoricain au Paléozoïque. Thèse, Paris VI, 553 p. et Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, (1980), 20, 342 p. Rennes.
- ROUAULT M., 1851. - Note préliminaire sur une nouvelle formation (étage du Grès armoricain) découverte dans le terrain silurien inférieur de la Bretagne. Bull. Soc. Géol. France, 2ème sér., VII : 724-744. Paris.

- ROUAULT M., 1883. - Note sur le Grès armoricain. Essai historique et géologique sur Vexillum desglandi. Espèce caractérisant la partie inférieure de l'étage du Grès armoricain, là où ce grès a pour base le schiste rouge. In LEBESCONTE P. Oeuvres posthumes de Marie ROUAULT : 47-57. Oberthur, Rennes, 73 p., 22 pl.
- ROZE M., 1981. - Etude sédimentologique et minéralogique des alluvions et du Pliocène du cours moyen et inférieur de l'Oust (affluent de la Vilaine). Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris Sud, 196 p.
- RUBIN D.M. & HUNTER R.E., 1982. - Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29 : 121-138.
- RUBIN D.M. & MAC CULLOCH D.S., 1980. - Single and Superimposed bedforms : a synthesis of San Francisco Bay and Flume observations. *Sediment. Geol.*, 26 : 207-231.
- SADEK A., 1977. - Early Paleozoic Sediments of the Zagros-Taurus-Ranges. *Geol. Rundschau*, 66, 1 : 263-276.
- SALTER J.W., 1856. - On fossil remains in the Cambrian rocks of the Longmynd and North Wales : *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, 12 : 246-252, text-fig. 1, 2, pl. 4.
- SALTER J.W., 1857. - On annelide-burrows and surface markings from the Cambrian rocks of the Longmynd : *Geol. Soc. London, Quart. Jour.*, 13 : 199-206, pl. 5.
- SAPORTA G. de, 1882. - A propos des algues fossiles. MASSON, Paris.
- SAPORTA G. de, 1884. - Les organismes problématiques des anciennes mers, 100 p., 13 pl. MASSON, Paris.
- SAPORTA G. de & MARION A.F., 1881. - L'évolution du règne végétal. Les cryptogames. Paris, librairie GERMER BAILLIÈRE, 238 p., 85 fig.
- SARJEANT W.A.S., 1979. - Code for trace fossil nomenclature. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 28 : 147-167.
- SARJEANT W.A.S. & KENNEDY W.J., 1973. - Proposal of a code for the nomenclature of trace fossils. *Canadian J. earth Sci.*, 10 : 460-475.
- SARLE C.J., 1906. - Arthropycus and Daedalus of Burrow origin. *Proc. Rochester Acad. Sci.*, 4 : 203-210.
- SCHÄFER W., 1956. - Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Senckenbergiana Lethaea*, 37 : 183-263.
- SCHÄFER W., 1972. - Ecology and Palaeoecology of Marine Environments. OLIVER and BOYD, Edinburg, 568 p.
- SCHIMPER W.P. & SCHENK A., 1879. - Palaeophytologie. In ZITTEL K.A. VON (ed.). *Handbuch der Paläontologie*, II : 1-152.
- SCOLARI G. & LILLE R., 1973. - Nomenclature et classification des roches sédimentaires. *Bull. B.R.G.M.*, 2, IV : 57-132.
- SEILACHER A., 1953a. - Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie : *Neues Jahrb. Geologie, Paläontologie, Abhandl.*, 96 : 421-452, text-fig. 1-10, pl. 14.
- SEILACHER A., 1953b. - Studien zur Palichnologie. II. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia) : *Neues Jahrb. Geologie, Paläontologie, Abhandl.*, 98 : 87-124, text-fig. 1-5, 7 pl.
- SEILACHER A., 1955. - Spuren und Fazies im Unterkambrium : in O.H. SCHINDEWOLF & A. SEILACHER, Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan), *Akad. Wiss. Lit. Mainz, math.-nat. Kl., Abhandl.*, n° 10, 1955 : 11-143, text-fig. 1-6, pl. 22-27.
- SEILACHER A., 1957. - An aktualistisches Wattenmeer ? *Paläont. Zeitschr.*, 31 : 198-206, 2 pl.
- SEILACHER A., 1959. - Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse : *Eclogae Geol. Helvetiae*, 51, (1958) : 1062-1078, text-fig. 1, 3 pl.
- SEILACHER A., 1962. - Paleontological studies on turbidite sedimentation and erosion. *Jour. Geology*, 70 : 227-234.
- SEILACHER A., 1963. - Lebensspuren und Salinitäts-fazies. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 10 : 81-94.
- SEILACHER A., 1964. - Biogenic sedimentary structures : in Approaches to paleoecology, J. IMBRIES & N.D. NEWELL (eds) : 296-316, John WILEY & SONS, Inc. (New-York).
- SEILACHER A., 1967a. - Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5 : 413-428, text-fig. 1-4, 2 pl.
- SEILACHER A., 1967b. - Fossil behavior. *Scientific American*, 217, n° 2 : 72-80.
- SEILACHER A., 1970. - Cruziana Stratigraphy of "non-fossiliferous" Palaeozoic sandstones. *Geol. J., Spec. Iss.* 3 : 447-476. Liverpool.
- SEILACHER A., 1978. - Use of trace fossil assemblages for recognizing depositional environments. In BASAN P.B. (ed.). *Trace fossil concepts* : 167-181. S.E.P.M., Short Course 5. Tulsa, 1978.

- SEILACHER A., 1982a. - Distinctive features of sandy tempestites. In : G. EINSELE & A. SEILACHER (eds). *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag : 333-349.
- SEILACHER A., 1982b. - Paleozoic Sandstones in Southern Jordan : Trace fossils, depositional environments and paleogeography. *Proceedings of 1st Jordanian Geol. Congr.* : 2-8.
- SELLEY R.C., 1970. - Ichnology of Paleozoic sandstones in the southern desert of Jordan : a study of trace fossils in their sedimentological context. In *Trace fossils*, T.P. CRIMES & J.C. HARPER (eds). *Geol. Jour., spec. issue 3* : 477-488, 1 pl. Seel House Press Liverpool.
- SIMPSON S., 1975. - Classification of trace fossils. In *the Study of trace fossils*, FREY (ed.). Springer-Verlag New-York : 39-54.
- SINGH I.B. & WUNDERLICH F., 1978. - On the terms Wrinkle marks (Runzel-marken), Millemetre ripples and mini-ripples. *Senckenbergiana marit.*, 10 : 75-83.
- SPJELDNAES N., 1961. - Ordovician Climatic Zones. *Norsk geol. Tidsskr.*, 41 : 45-77. Bergen.
- SPJELDNAES N., 1967. - The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician : 45-57. In ADAMS C.G. & AGER D.V. (eds). *Aspects of Tethyan Biogeography*. Systematics Association Publication 7.
- SPJELDNAES N., 1976. - Ordovician climates : 67-69. In BASSETT M.G. (ed.). *The Ordovician System : proceedings of a Palaeontological Association symposium*, Birmingham. University of Wales Press, 696 p.
- SUNDBERG F.A., 1983. - *Skolithos linearis* HALDEMAN from the Carrara Formation (Cambrian) of California. *J. Paleont.*, 57/1 : 145-149.
- SWETT K., KLEIN G. de V. et SMIT D.E., 1971. - A Cambrian tidal sand body. The Eriboll Sandstone of Northwest Scotland : An ancient-recent analog. *J. Geol.* 79 : 400-415.
- SWIFT D.J.P. & FIELD M.E., 1981. - Evolution of a classic sand ridge field : Maryland Sector, North American inner shelf. *Sedimentology*, 28 : 461-482.
- 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 : 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. Publs. Int. Ass. Sedim.*, 5 : 361-383.
- SZMUC E.J., OSGOOD R.G. & MEINKE D.W., 1976. - *Lingulichnites*, a new trace fossil genus for lingulid brachiopod burrows. *Lethaia*, 9 : 167-176. Oslo.
- TERMIER H. & TERMIER G., 1974. - Distribution des faunes marines dans le Sud de la Téthys et sur la bordure septentrionale du Gondwana au cours du Paléozoïque supérieur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 97 : 387-446.
- TERS M., 1979. - Les synclinaloriums paléozoïques et le Précambrien sur la façade occidentale du Massif vendéen : stratigraphie et structure. *Bull. B.R.G.M.*, 2, I, 4 : 293-301.
- TERWINDT J.H.J., 1981. - Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of the North Sea. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 5 : 4-26.
- TORELL O.M., 1870. - *Petrificata Suecana Formationis Cambricae*. *Lunds Univ. Arsskr.*, 6, 2 : 1-14.
- TROMELIN G. de, 1877. - Etude de la faune du grès silurien de May, Jurques, Campandrè, Mont-Roberts, etc. (Calvados). *Bull. Soc. Linn. Norm.*, sér. 3, 1 : 5-82. Caen.
- TROMELIN G. de, 1878. - Etude des terrains paléozoïques de la Basse-Normandie, particulièrement dans les départements de l'Orne et du Calvados. *Assoc. franç. Avanc. Sci., C.R.*, 6, sess. Le Havre : 493-501.
- TROMELIN G. de & LEBESCONTE P., 1876. - Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan. *Assoc. Franç. Avanc. Sci.*, 4 : 601-661, sess. Nantes (1875).
- VISSER W.A. (ed.), 1980. - *Geological Nomenclature*. Royal Geological and Mining Society of the Netherlands. Martinus Nijhoff, The Hague.
- VOIMENT R. & EVRARD H., 1974. - Carrière de Vignats. Etude du gisement. Centre d'Etudes techniques de l'Equipeement de Rouen. Rapport inédit, Grand-Quevilly.
- VOS R.G., 1977. - Sedimentology of an upper Paleozoic river, wave and tide influenced delta system in southern Morocco. *Jour. Sed. Petrology*, 47 : 1242-1260.
- WALKER R.G., 1979. - Shallow-marine sands. In WALKER R. (ed.) : *Facies Models*. *Geosci. Can. Repr. Ser.*, 1 : 75-89.
- WALKER R., 1982. - Some limiting conditions on the formation of Hummocky cross stratification (HCS). 11th Int. Cong. sedim. Hamilton, Abstr. : 104.
- WALKER R. & HARMS J.C., 1972. - Eolian origin of flagstone beds, Lyons Sandstone (Permian), type area, Boulder County, Colorado. *Mt. Geol.*, 9 : 279-288.

- WARME J.E. & MAC HUSON E.J., 1978. - Marine borers : trace fossils and geological significance. In BASAN P.B. (ed.). Trace fossil concepts : 67-118. S.E.P.M., short course 5. Tulsa, 181p.
- WEBBY B.D. & al., 1981. The ordovician System in Australia, New-Zealand and Antarctica. Correlation chart and explanatory notes. International subcommission on Ordovician Stratigraphy, I.U.G.S. publication, 6, Ottawa, 64 p.
- WESTERGARD A.H., 1931. - Diplocraterion, Monocraterion and Scolithus from the Lower Cambrian of Sweden : Sver. Geol. Undersök., ser. C, Avh. och Upps. n° 372 (= Arsbok. 25, n° 5), 25 p., 10 pl.
- WHITAKER J.H. McD., 1973. - "Gutter casts", a new name for scour-and-fill structures : with examples from the Llandoveryian of Ringerike and Malmoya, southern Norway. Norsk. Geol. Tidsskrift, 53 : 403-417.
- WHITTINGTON H., 1980. - Exoskeleton, moult stage, appendage morphology and habits of the middle cambrian trilobite *denoides serratus*. Paleontology, 23 : 171-204.
- WYNS R., 1980. - Contribution à l'étude du Haut-Bocage vendéen : le Précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay (Vendée). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris VI, 134 p. Paris.
- YIN T.H., 1932. - On the Occurrence of *Cruziana* (*Bilobites*) in Yunnan and Szechuan. Bull. Geol. Soc. China, XII, 1 : 75-80, 1 pl.
- YOUNG F.G., 1972. - Early Cambrian and older trace fossils from the Southern Cordillera of Canada. Canad. Jour. Earth Sci., 9 : 1-17.

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : ETAT DES CONNAISSANCES

A - LES PRINCIPAUX TRAVAUX ANTERIEURS

1) LES TRAVAUX ANCIENS.....	p. 1
2) LES TRAVAUX RECENTS.....	p. 2
a) Paléontologie et stratigraphie.....	p. 2
b) Pétrographie sédimentaire et sédimentologie.....	p. 2
3) LES MODELES ANTERIEURS DE DEPOT.....	p. 2

B - CONTEXTE GEOLOGIQUE

1) CADRE GEODYNAMIQUE.....	p. 3
2) STRATIGRAPHIE.....	p. 3
a) Découpage lithologique de la formation.....	p. 6
b) Biostratigraphie.....	p. 8
3) CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE.....	p. 9

CHAPITRE II : METHODOLOGIE ET TERMINOLOGIE

A - NOMENCLATURE PETROGRAPHIQUE ET LITHOFACIES

1) PETROGRAPHIE.....	p. 11
2) EXOSCOPIE DES QUARTZ.....	p. 11
3) LITHOFACIES.....	p. 13

B - STRUCTURES SEDIMENTAIRES

1) TERMINOLOGIE.....	p. 14
2) PALEOCOURANTS.....	p. 14
a) Nature des structures sédimentaires mesurées.....	p. 14
b) Orientation originelle des structures sédimentaires : méthodes de restitution.....	p. 14

C - RECONSTITUTION DES PALEOMILIEUX ET DES CONDITIONS DE DEPOT

CHAPITRE III : LES COUPES ETUDIEES

A - PRESQU'ILE DE CROZON

1) LES AFFLEUREMENTS SEPTENTRIONAUX.....	p. 21
a) La pointe du Grand Gouin.....	p. 21
b) La pointe de Pen-Hir.....	p. 21
2) LES AFFLEUREMENTS MERIDIONAUX.....	p. 21
a) La pointe de Kerroux.....	p. 22
b) La pointe de Morgat.....	p. 25
c) La pointe de Dinan.....	p. 25

B - PARTIE ORIENTALE DU SYNCLINORIUM MEDIAN

C - LES SYNCLINAUX DU SUD DE RENNES ET LE NORD DU SYNCLINORIUM D'ANGERS

1) LES SYNCLINAUX DU SUD DE RENNES.....	p. 27
a) Malroche.....	p. 28
b) Bénioc.....	p. 28
c) Saint-Aubin-des-Châteaux.....	p. 28
d) La Corbinière.....	p. 29

2) LE NORD DU SYNCLINORIUM D'ANGERS.....	p. 29
--	-------

D - LE SYNCLINAL DE MORTAIN-DOMFRONT-BAGNOLES

a) Les Tanneries (Domfront).....	p. 31
----------------------------------	-------

E - LA ZONE BOCAINE (PARTIE ORIENTALE)

a) L'exploitation de Vignats.....	p. 32
b) Le Vaudobin (les gorges du Meillon).....	p. 32
c) Villedieu-les-Bailleul.....	p. 33

F - LE COTENTIN

CHAPITRE IV : TRACES FOSSILES

A - NOMENCLATURE ET CLASSEMENT

1) CODE DE NOMENCLATURE.....	p. 36
2) TAXONOMIE.....	p. 36
3) CLASSIFICATION ET CLASSEMENTS.....	p. 37
4) TOPONIMIE.....	p. 40

B - DESCRIPTION SYSTEMATIQUE

Ichnogenus ARENICOLITES.....	p. 41
Ichnogenus ARTHROPHYCUS.....	p. 41
Ichnogenus CRUZIANA.....	p. 41
<i>Cruziana furcifera</i>	p. 41
<i>Cruziana rugosa</i>	p. 46
<i>Cruziana lefevbrei</i>	p. 47
<i>Cruziana bagnolensis</i>	p. 47
Ichnogenus DAEDALUS.....	p. 48
<i>Daedalus desglandi</i>	p. 48
<i>Daedalus halli</i>	p. 49
<i>Daedalus labechei</i>	p. 51
Ichnogenus DIDYMAULICHNUS.....	p. 55
<i>Didymaulichnus lyelli</i>	p. 55
Ichnogenus DIMORPHICHNUS.....	p. 56
<i>Dimorphichnus</i> sp.....	p. 56
Ichnogenus DIPLOCRATERION.....	p. 56
<i>Diplocraterion parallelum</i>	p. 56
Ichnogenus FRAENA.....	p. 58
<i>Fraena saintilairei</i>	p. 58
Ichnogenus IMBRICHNUS.....	p. 59
<i>Imbrichnus wattonensis</i>	p. 59
Ichnogenus LINGULICHNITES.....	p. 59
<i>Lingulichnites</i> sp.....	p. 59
Ichnogenus MONOCRATERION.....	p. 60
<i>Monocraterion</i> sp.....	p. 60
Ichnogenus PHYCODES.....	p. 62
<i>Phycodes circinatum</i>	p. 62
<i>Phycodes</i> aff. <i>circinatum</i>	p. 62
<i>Phycodes</i> aff. <i>palmatum</i>	p. 62
Ichnogenus PLANOLITES.....	p. 63
<i>Planolites</i> sp.....	p. 63
Ichnogenus SKOLITHOS.....	p. 63
<i>Skolithos linearis</i>	p. 63
Ichnogenus TEICHICHNUS.....	p. 66
<i>Teichichnus</i> sp.....	p. 66

Ichnogenus <i>TRICHICHNUS</i>	p. 67
? <i>Trichichnus</i>	p. 67
Ichnogenus <i>TRYPANITES</i>	p. 67
<i>Trypanites</i> sp.....	p. 67
CONCLUSIONS.....	p. 67

CHAPITRE V : CARACTERISATION DES DEPOTS

A - LA SEDIMENTATION EPISODIQUE

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES.....	p. 69
a) Lithofaciès homolitique S ₁	p. 69
α) séquence élémentaire.....	p. 69
β) variations et extension de la séquence élémentaire.....	p. 73
γ) approche du phénomène de dépôt.....	p. 73
b) Lithofaciès hétérolithique H ₁	p. 73
α) description stratinomique.....	p. 73
1 - le stade du creusement.....	p. 75
2 - le stade du remplissage.....	p. 75
β) séquences de dépôt.....	p. 75
γ) approche du phénomène de dépôt.....	p. 77
2) LE DEPOT.....	p. 77
a) Mécanismes.....	p. 77
b) Les milieux de dépôt.....	p. 79
c) La migration du matériel clastique sous l'influence des tempêtes.....	p. 81
α) origine et transport du matériel sableux.....	p. 81
β) les accumulations de minéraux lourds.....	p. 81
CONCLUSIONS.....	p. 82

B - LA SEDIMENTATION CHRONIQUE

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES.....	p. 82
a) Lithofaciès homolithiques arénacés S2.....	p. 82
a1) Lithofaciès homolithique S2 faiblement bioturbé.....	p. 83
α) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt.....	p. 83
β) ichnofaune associée.....	p. 91
a2) Lithofaciès homolithique S2B à <i>Skolithos</i>	p. 91
α) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt.....	p. 91
β) ichnofaune associée.....	p. 93
b) Lithofaciès hétérolithique H2 à <i>Cruziana</i>	p. 94
α) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt.....	p. 94
β) ichnofaune associée.....	p. 94
c) Lithofaciès homolithique arénacé S3.....	p. 96
α) caractéristiques sédimentologiques et dynamique de dépôt.....	p. 96
β) bioturbation.....	p. 97
d) Lithofaciès homolithique pélitique P.....	p. 97
2) LES MILIEUX DE DEPOT.....	p. 97
a) Lithofaciès homolithiques arénacés S2.....	p. 97
b) Lithofaciès hétérolithiques H2 à <i>Cruziana</i>	p. 97
c) Lithofaciès homolithique S3.....	p. 97
d) Lithofaciès homolithiques pélitiques H1.....	p. 99
CONCLUSIONS.....	p. 99

C - LES UNITES HETEROLITHIQUES DU MEMBRE MOYEN

1) DESCRIPTION ET CARACTERISTIQUES.....	p. 100
a) Le Membre moyen (Membre du Gador) à Morgat.....	p. 100
b) Le Membre moyen (Membre du Gador) dans l'anse du Gouin.....	p. 100
2) LES COMPOSANTES DE DEPOT.....	p. 101

CHAPITRE VI : EXTENSION DES DEPOTS

A - LES PALEOCOURANTS A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN

1) MISE EN EVIDENCE DES TENDANCES A L'ECHELLE DU DECOUPAGE LITHOLOGIQUE.....	p. 102
2) MISE EN EVIDENCE DES TENDANCES A L'ECHELLE DU MASSIF ARMORICAIN.....	p. 103
CONCLUSIONS.....	p. 105

B - VARIATIONS LATERALES ET VERTICALES DE FACIES

1) LA PRESQU'ILE DE CROZON.....	p. 106
2) DANS LE RESTE DU MASSIF ARMORICAIN.....	p. 109

CONCLUSIONS GENERALES

L'ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE DU GRES ARMORICAIN.....	p. 113
IMPLICATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUES.....	p. 114

LISTE DES FIGURES

Fig. 1. - Les unités du Paléozoïque armoricain.....	p. 5
Fig. 2. - Dépôts sous-jacents et/ou équivalents à la Formation du Grès armoricain.....	p. 7
Fig. 3. - La Formation du Grès armoricain : répartition géographique et lithologie.....	p. 7
Fig. 4. - Système de référence utilisé pour les structures directionnelles.....	p. 15
Fig. 5. - Localisation des ichnofaciès les plus courants.....	p. 17
Fig. 6. - Le Grès armoricain dans la presqu'île de Crozon.....	p. 19
Fig. 7. - Colonne lithologique de la pointe du Grand Gouin.....	p. 20
Fig. 8. - Colonne lithologique de la pointe de Pen-Hir.....	p. 21
Fig. 9. - Localisation des affleurements étudiés en détail sur la côte ouest du cap de la Chèvre (Presqu'île de Crozon).....	p. 22
Fig. 10. - Colonne lithologique de la pointe de Kerroux.....	p. 23
Fig. 11. - Colonne lithologique de la pointe de Morgat.....	p. 24
Fig. 12. - Principaux affleurements de Grès armoricain dans la partie orientale du Massif armoricain.....	p. 27
Fig. 13. - Localisation des principaux affleurements de Grès armoricain dans les synclinaux du Sud de Rennes.....	p. 27
Fig. 14. - Colonne synthétique de l'Ordovicien inférieur dans les synclinaux du Sud de Rennes et extension des coupes détaillées.....	p. 28
Fig. 15. - Le Grès armoricain dans le synclinorium d'Angers.....	p. 29
Fig. 16. - Colonne lithologique du Grès armoricain à la Tranchée des Granges (Angers).....	p. 30
Fig. 17. - Colonne lithologique du Grès armoricain à Vignats (partie orientale de la Zone bocaine).....	p. 30
Fig. 18. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie méridionale.....	p. 31
Fig. 19. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie centrale.....	p. 32
Fig. 20. - Principaux affleurements de Grès armoricain en Normandie méridionale.....	p. 33
Fig. 21. - "Classification" éthologique de Seilacher (1953).....	p. 39
Fig. 22. - Modes de préservation et toponomie des traces fossiles d'après Seilacher (1964).....	p. 39
Fig. 23. - Nomenclature stratonomique des traces fossiles d'après Martinsson (1970).....	p. 40
Fig. 24. - Terminologie des pistes bilobées.....	p. 42
Fig. 25, 26, 27. - Variations des paramètres morphologiques pour des <i>Cruziana</i> fortement concaves (rusophycoides).....	p. 43
Fig. 28. - Sections transverses de <i>Daedalus halli</i>	p. 50
Fig. 29. - Section transverse de <i>Daedalus halli</i>	p. 50
Fig. 30. - Reconstitution du mode de surcreusement de <i>Daedalus halli</i>	p. 51
Fig. 31. - Géométrie de la structure de <i>Daedalus labechei</i>	p. 52
Fig. 32. - Section transverse horizontale de <i>Daedalus labechei</i> montrant les phases successives de surcreusement.....	p. 53
Fig. 33. - Déplacement courbe à sinueux de <i>Daedalus labechei</i>	p. 53
Fig. 34. - Différentes hypothèses envisageables pour le surcreusement de <i>Daedalus labechei</i>	p. 54
Fig. 35. - Morphologie des terriers de Lingules.....	p. 60
Fig. 36. - Section verticale transverse de <i>Teichichnus</i>	p. 66
Fig. 37. - Section verticale transverse de <i>Teichichnus</i>	p. 66
Fig. 38. - Lithofaciès S ₁ et H ₁ à Beg Avel.....	p. 70
Fig. 39. - Séquences types du lithofaciès homolithique S ₁	p. 71
Fig. 40. - Géométrie du litage oblique en mamelon.....	p. 72
Fig. 41. - Stratinomie du lithofaciès H ₁	p. 74
Fig. 42. - Les étapes, en coupe, de la formation des brioches (reproduit à partir d'une surface de banc du lithofaciès H ₁).....	p. 74

Fig. 43. - Orientation des gouttières de base de banc et des rides de vague dans le lithofaciès H ₁	p. 77
Fig. 44. - Enchaînement vertical des lithofaciès. Les deux lithofaciès H ₁ et S ₁ constituent une séquence pluri-décimétrique négative.....	p. 79
Fig. 45. - Champ de stabilité du litage oblique en mamelon (HCS).....	p. 80
Fig. 46. - Litages obliques arqués (en auges) engendrés par la migration de dunes linguoïdes.....	p. 83
Fig. 47. - Litages obliques tabulaires engendrés par la migration d'hyperdunes ("sand waves").....	p. 83
Fig. 48. - Localisation du lithofaciès S2A dans le Grès armoricain supérieur de la Pointe du Gouin (Presqu'île de Crozon).....	p. 84
Fig. 49. - Colonne sédimentologique et répartition des traces fossiles dans le lithofaciès S2A. Grès armoricain supérieur, Pointe du Grand Gouin (Presqu'île de Crozon)..	p. 85
Fig. 50. - Diagramme en trois dimensions "profondeur - vitesse - granulométrie". J.C. Harms & al. (1982), d'après D. M. Rubin & D. S. Mac Culloch (1980).....	p. 86
Fig. 51. - Sens de transports des quatre principales unités à litage oblique tabulaire contenues à l'intérieur du lithofaciès S2A. Pointe du Grand Gouin.....	p. 87
Fig. 52. - Répartition des sens de transport pour les litages obliques arqués et les litages obliques tabulaires du lithofaciès S2A. Pointe du Grand Gouin.....	p. 88
Fig. 53. - Pente et sens de transport des différents types de litages du lithofaciès S2A.	p. 88
Fig. 54. - Reconstitution du déversement du litage oblique déformé (O. C. S.) après restauration.....	p. 89
Fig. 55. - Concordance des directions de courants indiquées par les figures d'impact et des directions de traces bilobées (<i>Cruziana</i>).....	p. 91
Fig. 56. - Répartition des traces fossiles et colonne sédimentologique dans les lithofaciès S2B à <i>Skolithos</i> et H2 à <i>Cruziana</i> . Grès armoricain inférieur, Pointe de Kerroux (Presqu'île de Crozon).....	p. 92
Fig. 57. - Répartition des traces fossiles et colonne sédimentologique dans les lithofaciès S2B à <i>Skolithos</i> et H2 à <i>Cruziana</i> de Porz Koubou, Pointe de Dinan (Presqu'île de Crozon).....	p. 93
Fig. 58. - Répartition des sens de transport des structures sédimentaires des lithofaciès S2B et H2 à la pointe de Kerroux.....	p. 95
Fig. 59. - Diagramme montrant la pente et le sens de transport des différents types de litages des lithofaciès S2B et H2, à la pointe de Kerroux.....	p. 95
Fig. 60. - Localisation du lithofaciès S3 à la pointe de Kerroux.....	p. 96
Fig. 61. - Les lithofaciès pélitiques de la Tranchée des Granges (Angers)	p. 98
Fig. 62. - Lithofaciès pélitique du Membre moyen (M. C. = Membre de Congrier) à la Corbinière (Synclinaux du Sud de Rennes).....	p. 98
Fig. 63. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides pour chaque membre sur des affleurements de la presqu'île de Crozon.....	p.102
Fig. 64. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques sur l'ensemble de la Formation du Grès Armoricain.....	p.103
Fig. 65. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de litages obliques et de rides, sur l'ensemble de la Formation.....	p.104
Fig. 66. - Répartition des sens de transport obtenus à partir des mesures de rides sur l'ensemble de la Formation.....	p.104
Fig. 67. - Uniformité des faciès de la partie sommitale du Grès armoricain inférieur dans la presqu'île de Crozon (lithofaciès à <i>Skolithos</i> et <i>Diplocraterion</i>).....	p.106
Fig. 68. - Extension des dépôts dans la partie septentrionale de la presqu'île de Crozon.....	p.107
Fig. 69. - Extension des dépôts dans la partie méridionale de la presqu'île de Crozon....	p.108

Fig. 70. - Le Grès armoricain et les faciès sus-jacents à Herquemoulin : une séquence transgressive type.....	p. 110
Fig. 71. - Le Grès armoricain de Malroche.....	p. 111
Fig. 72. - Le Grès armoricain de Saint-Aubin-des-Châteaux.....	p. 112
Fig. 73. - Extension des dépôts dans la partie orientale du Massif armoricain.....	p. 113
Fig. 74. - Répartition des lithofaciès du Grès armoricain en fonction de leur mode de mise en place.....	p. 115
Fig. 75. - Le "paysage" géologique au Paléozoïque inférieur dans les régions nord et médio-armoricaines.....	p. 118
Fig. 76. - Variations possibles des principaux faciès de l'Ordovicien inférieur du Massif Armoricain.....	p. 119

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1. - Stratigraphie du Paléozoïque inférieur des régions Nord et Médio-armoricaines.	p. 4
Tab. 2. - Nomenclature utilisée pour la définition des faciès pétrographiques et des lithofaciès.....	p. 12
Tab. 3. - Méthodes utilisées pour la restitution des sens de transport ou des directions sédimentaires d'origine.....	p. 16
Tab. 4. - Principales estimations de l'épaisseur du Grès armoricain dans la presqu'île de Crozon.....	p. 25
Tab. 5. - Principes fondamentaux de l'Ichnologie.....	p. 37
Tab. 6. - Classification éthologique des traces fossiles d'invertébrés d'après Seilacher (1953), modifié par Frey (1973) puis par Simpson (1975).....	p. 38
Tab. 7. - Caractéristiques des différents types de dépôts à séquences granoclassées.....	p. 78
Tab. 8. - Les principales caractéristiques de la sédimentation chronique.....	p. 116
Tab. 9. - Les principales caractéristiques de la sédimentation épisodique.....	p. 117

PLANCHES

PLANCHE 1

EXOSCOPIE DES QUARTZ

(les quartz proviennent d'un niveau pulvérulent de la partie sommitale du Grès armoricain du Courrijou à Camaret)

Fig. 1. - Vue générale d'un grain peu évolué à contours subanguleux.
Trait échelle : 100 μ m

Fig. 2. - Vue générale d'un grain arrondi reflétant une longue évolution. Trait échelle : 100 μ m

Fig. 3. - Vue partielle d'une surface de grain montrant une forte irrégularité et une empreinte de cristal de pyrite. Trait échelle : 100 μ m

Fig. 4. - Détail de l'empreinte du cristal de pyrite. Trait échelle : 10 μ m

Fig. 5. - Ecailles siliceuses composant la pellicule néoformée. Trait échelle : 10 μ m

ACCUMULATIONS CONGLOMERATIQUES INTRAFORMATIONNELLES

Fig. 6 et 7. - Intraclastes argileux anguleux ou arrondis (copeaux de boue) présents dans les lithofaciès de la sédimentation épisodique. Beg Avel, Grès armoricain supérieur. Trait échelle : 4 cm

Fig. 8. - Epandages de galets quartzo-pélimitiques. Lithofaciès S2. Pointe de Pen-Hir. La pièce donne l'échelle

Fig. 9. - Accumulations conglomératiques formées principalement par des intraclastes argileux (copeaux de boue). Faciès tidaux du Grès armoricain d'Herquemoulin

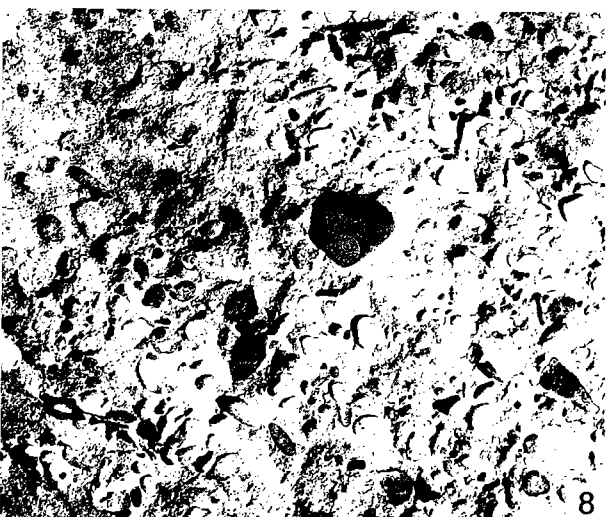
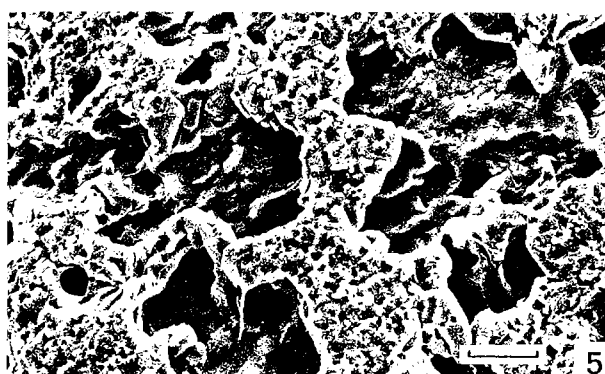
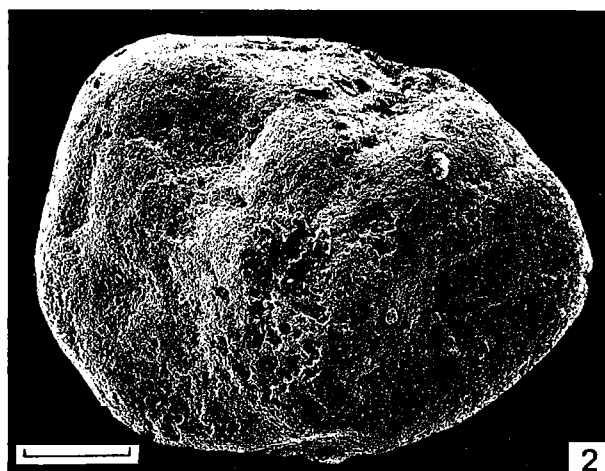
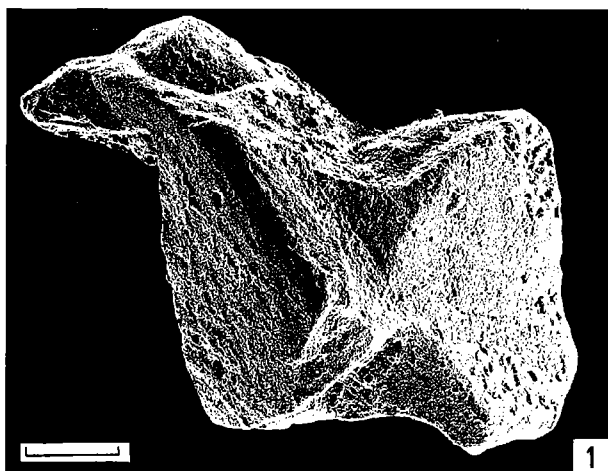


PLANCHE 2

Ichnogenus *CRUZIANA* d'Orbigny, 1842

Fig. 1. - *Cruziana rugosa* d'Orbigny (X 1,8). Collection Rouault, Muséum d'Histoire Naturelle de Paris (M.H.N.P.)

Fig. 2, 5 et 6. - *Cruziana furcifera* d'Orbigny

2. - Lectotype (X 1,5). Collection d'Orbigny, n° 76 (M.H.N., Paris). Ordovicien de la Cochabamba, Bolivie

5. - (X 0,75). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

6. - (X 0,7). Collection Rouault (M.H.N., Paris). Les sillons longitudinaux disparaissent le long d'une même trace

Fig. 3 et 4. - *Cruziana lefevbrei* d'Orbigny

3. - (X 0,55). Néotype. Collections de l'Institut de Géologie de Rennes (I.G.R. 25010). Malroche (récolté en 1856).

Pas de sillons longitudinaux

4. - (X 0,45). I.G.R. 25005. Avec sillons longitudinaux

Fig. 1, 5 et 6 : clichés du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

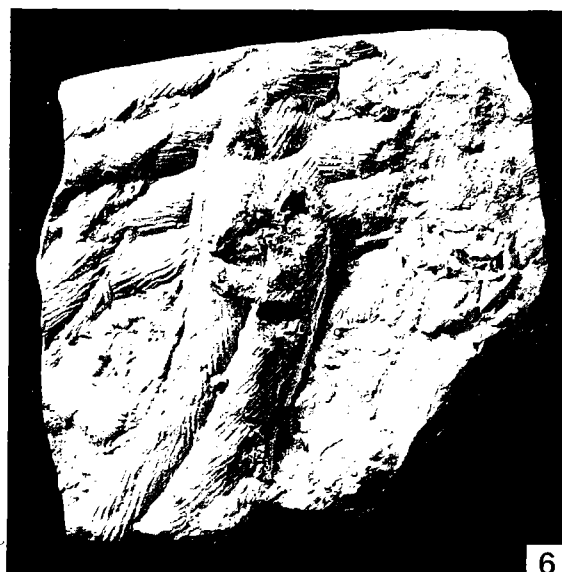
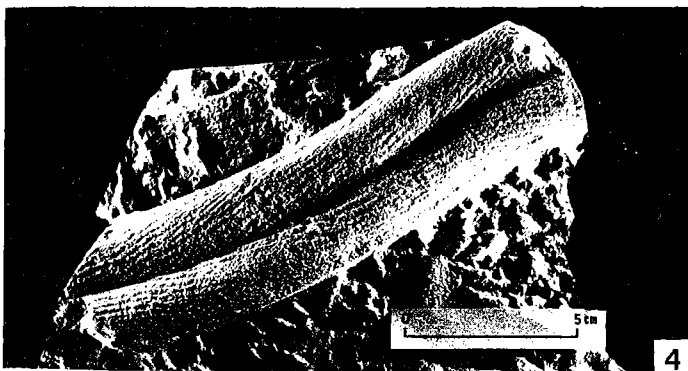
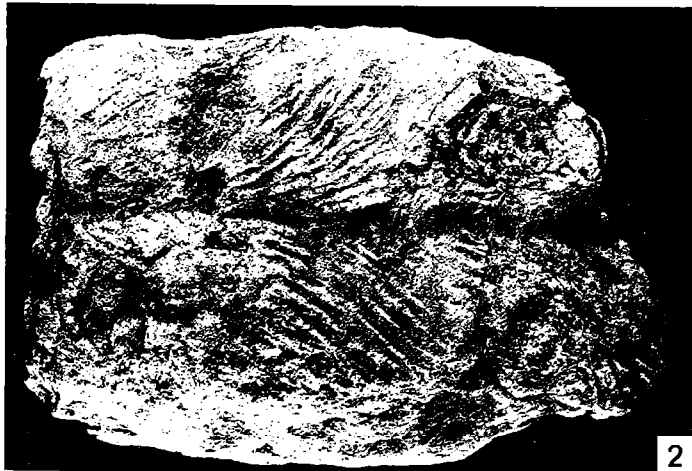
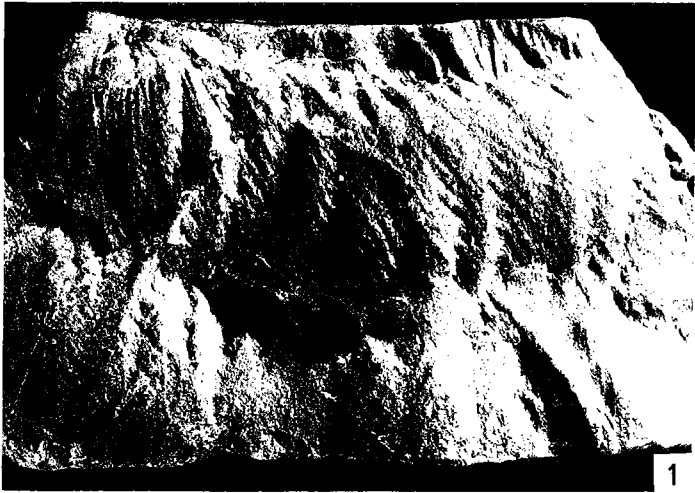


PLANCHE 3

Ichnogenus *CRUZIANA* d'Orbigny, 1842

Fig. 1 et 5. - *Cruziana bagnolensis* Morière

1. - (X 0,4). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

5. - Détail de la fig. 1.

Fig. 2, 3 et 4. - *Cruziana rusophycoides*

2. - *Pas de boeuf* du Vaudobin en épirelief concave. Cr : *Cruziana* ;
Mo : *Monocraterion*. Le mètre donne l'échelle.

3. - (X 0,55). Hyporelief convexe. Collection Rouault (M.H.N., Paris).

4. - (X 0,5). Bilobites en hyporeliefs convexes. Collection Rouault
(M.H.N., Paris). L'agencement des stries est similaire à
celui d'une trace plane. Le déplacement de l'ichnopoïète
est visible, bien que peu marqué, entre les deux bilobites

Fig. 6. - *Cruziana furcifera* d'Orbigny. (X 1,5). Collection d'Orbigny
(M.H.N., Paris)

Fig. 1, 3, 4, 5 et 6 : clichés du Muséum d'Histoire Naturelle de
Paris

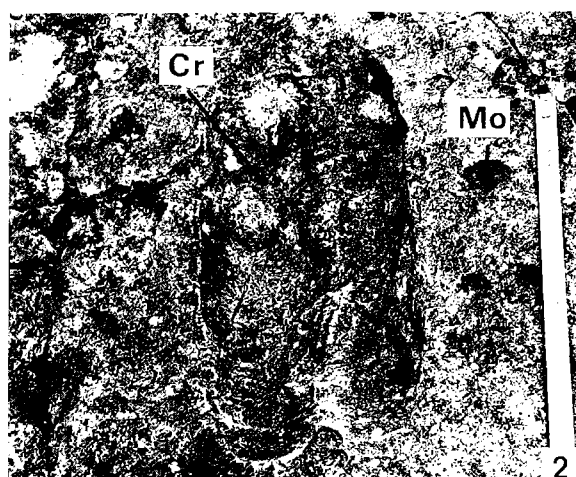
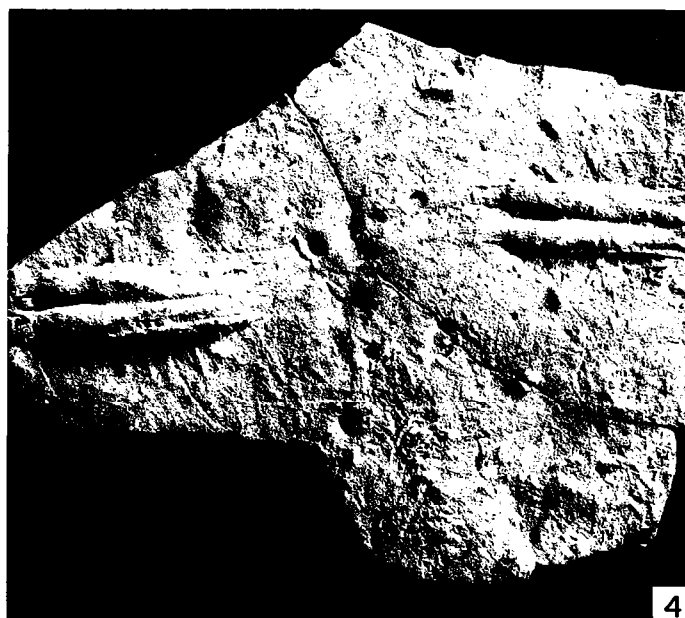
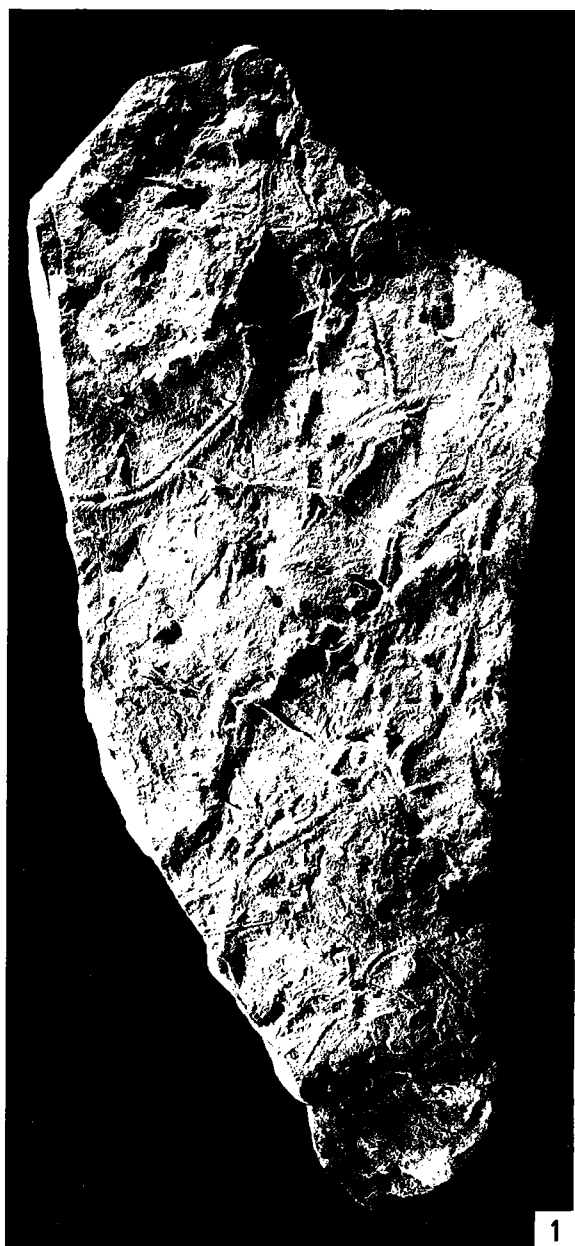


PLANCHE 4

Fig. 1 et 7. - Exemples de bilobites dont les stries, mal préservées, ont pratiquement disparues (cf discussion p. 56).

1. - (X 0,55). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

7. - (X 0,5). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

Fig. 2 et 5. - *Didymaulichnus lyelli* (Rouault)

2. - (X 0,8). Carrière de Couret, Redon. Collection P. Lebesconte, Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes. Specimen figuré par P. Lebesconte (1883, pl.XXI, fig. 1) sous le nom de *Cruziana Rouaulti*. Les fins sillons longitudinaux disparaissent le long de la trace

5. - Lectotype. Collection Rouault (M.H.N., Paris). Trait
échelle : 5 cm

Fig. 3 et 4. - *Arthropycus* sp. Grès armoricain supérieur de la pointe du Grand Gouin, presque île de Crozon.

3. - L'érosion marine actuelle a effacé en grande partie l'ornementation des tubes. La pièce donne l'échelle

4. - Détail montrant des tubes dont l'annulation est préservée. La pièce donne l'échelle

Fig. 6. - *Fraena saintilairei* Rouault. Lectotype (X 0,5). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

Fig. 1 : cliché du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

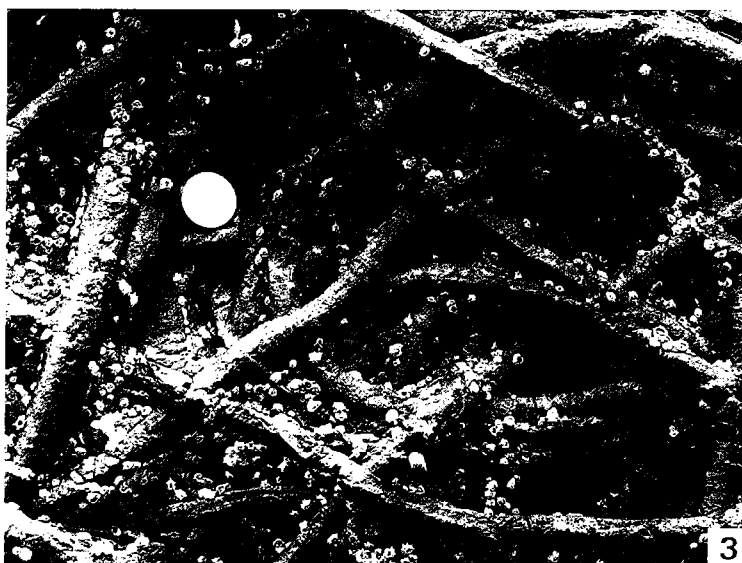


PLANCHE 5

Ichnogenus *DAEDALUS* Rouault, 1851

Fig. 1, 2 et 4. - *Daedalus halli* Rouault

1. - Lectotype (X 0,6). Collection Rouault (M.H.N., Paris).
Les traverses sont arquées
2. - (X 0,7). Collection Rouault (M.H.N., Paris). Cette forme simple, conique, est typique de l'ichnoespèce
4. - (X 1). Section transverse (cf fig. 29, p. 50). Collection P. Lebesconte (Muséum d'Histoire Naturelle de Nantes).
Specimen figuré par Lebesconte (1883, Pl. XIX, fig. 15).
Tr : section horizontale des traverses ; Tu : position finale du tube. Noter l'élargissement progressif de la structure à l'approche du tube (cf discussion, p. 50)

Fig. 3, 5, 6 et 7. - *Daedalus labechei* Rouault

3. - (X 0,2 environ). Sections transverses en base de banc. Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux.
5. - (X 0,6). Collection Rouault (M.H.N., Paris)
6. - (X 0,5). Collection Rouault (M.N.H., Paris). Tr : parties rectilignes des traverses ; Ta : parties tangentiellles des traverses
7. - Specimen *in situ* dans la strate du lithofaciès hétérolithique H2. Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux. La pièce donne l'échelle

Fig. 1, 2, 5 et 6 : clichés du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

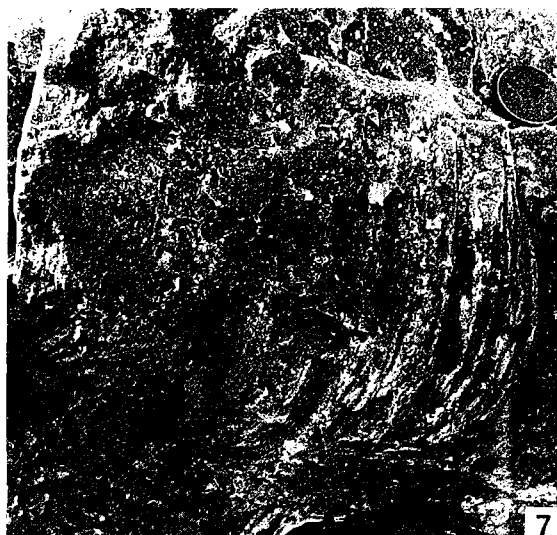
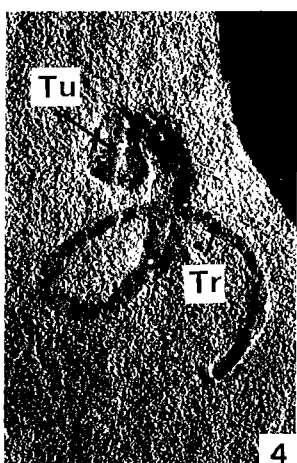
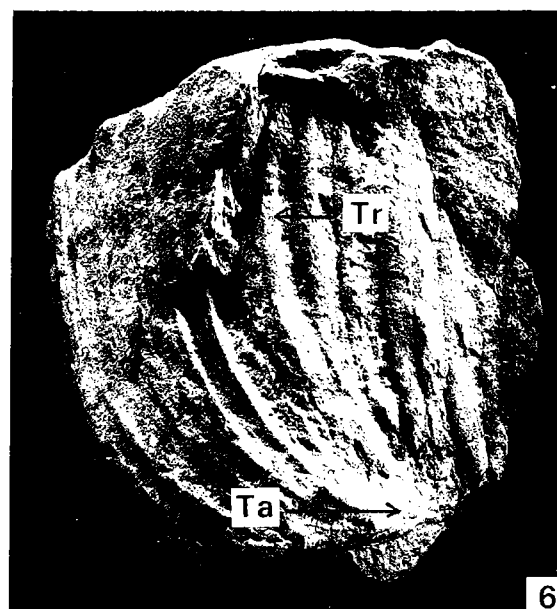
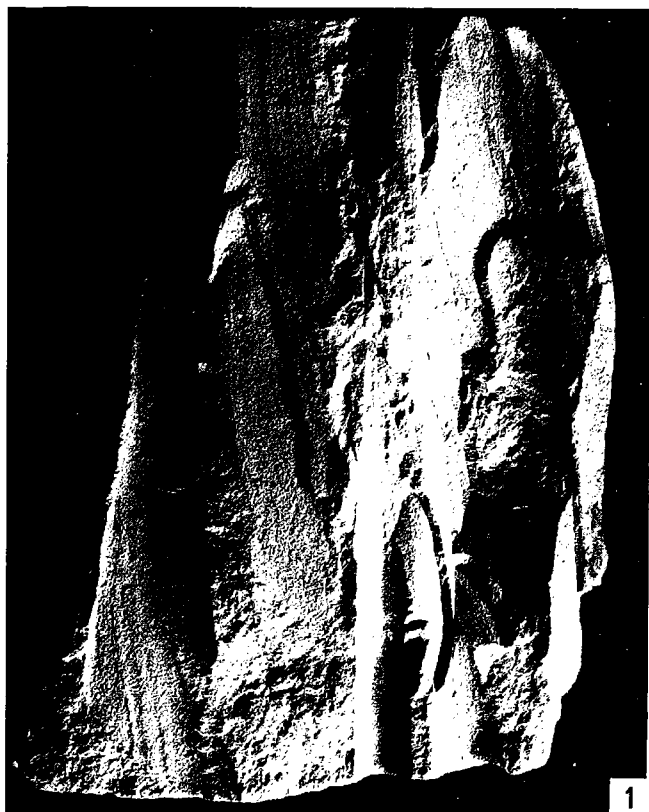


PLANCHE 6

Ichnogenus *DAEDALUS* Rouault, 1851

Fig. 1, 2, 3 et 4. - *Daedalus halli* Rouault *in situ*

1. - Lithofaciès H1, Beg Avel. Tu : tube ; Tr : traverses ; S.E. : surface érosive. La pièce donne l'échelle. (cf discussion p. 76)
2. - Lithofaciès H1, Beg Avel. La forme conique est bien marquée et révèle le déplacement vertical du tube (cf fig. 30 et discussions p. 51 et 76). La pièce donne l'échelle
3. - Lithofaciès H1, Beg Avel. Forte implantation dans les strates gréseuses. La pièce donne l'échelle
4. - Lithofaciès S2B. Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux. La partie supérieure des cônes est tronquée (S.E.). Le crayon donne l'échelle

Fig. 5, 6 et 7. - *Daedalus labechei* Rouault *in situ*

5. - Base du banc, sections transverses. Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux. La gomme donne l'échelle
6. - (X 0,15 environ). Base de banc, sections transverses recoupant la piste bilobée (*Cruziana*), ici en hyporelief convexe. Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux
7. - Section verticale de banc. Pointe de Dinan. Trait échelle : 15 cm

Fig. 8. - *Daedalus desglandi* Rouault. Lectotype (X 0,8). Collection Rouault (M.H.N., Paris)

Fig. 8 : cliché du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

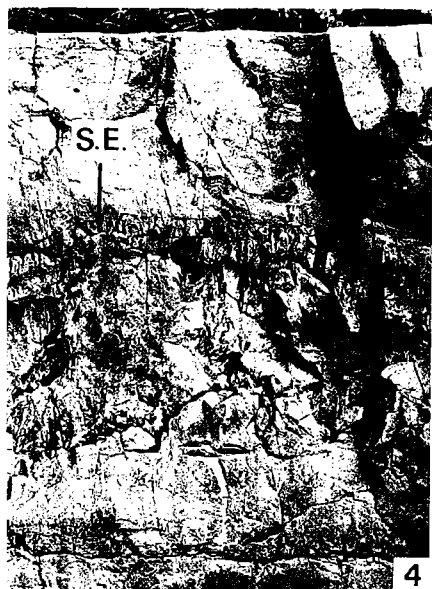


PLANCHE 7

Ichtnogenus *SKOLITHOS* Haldeman

Fig. 1, 3 et 5. - *Skolithos linearis* Haldeman.

1. - (X 0,7). Collection Rouault (M.H.N., Paris)
3. - (X 1 environ). Collection Rouault (M.H.N., Paris)
5. - Tubes annelés *in situ* dans le Grès armoricain inférieur de la pointe de Morgat, presqu'île de Crozon

Fig. 2. - Aspect général des tubes de *Skolithos* dans les strates gréseuses épaisses du lithofaciès S2B. Pointe de Dinan, presqu'île de Crozon. Le marteau donne l'échelle

Fig. 4 et 6. - Embouchures en entonnoirs à la surface des strates des lithofaciès S2

4. - Grès armoricain supérieur, pointe de Pen-Hir (lithofaciès S2A). La pièce donne l'échelle
6. - Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux (lithofaciès S2B). Le crayon donne l'échelle

Fig. 1 et 3 : clichés du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

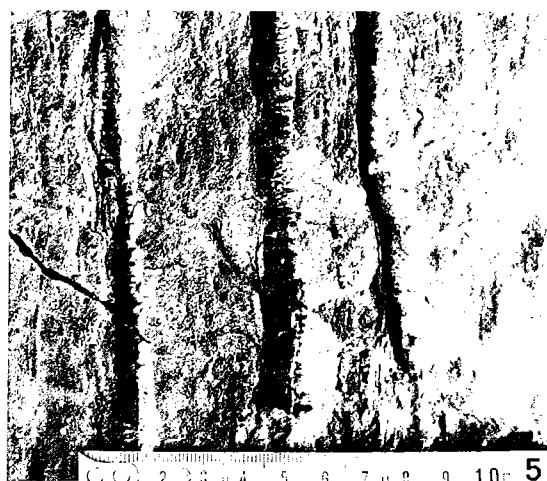
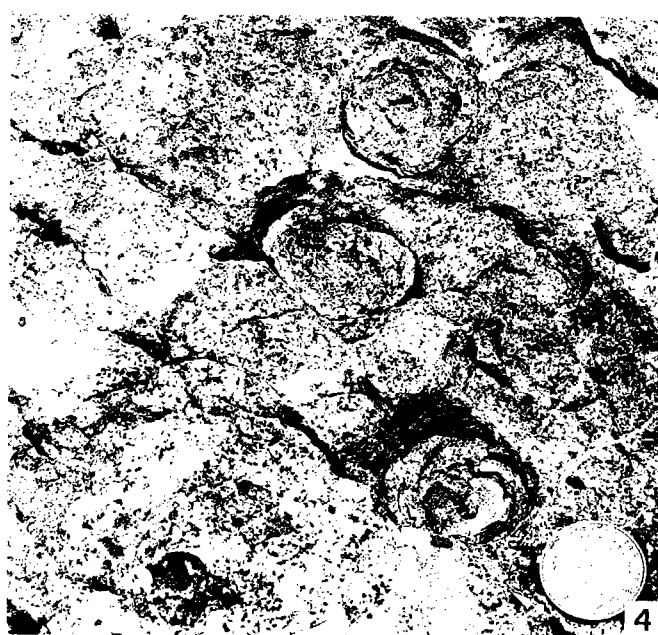
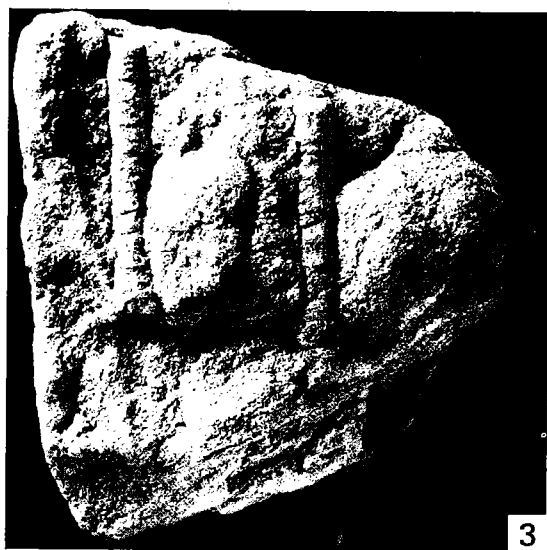
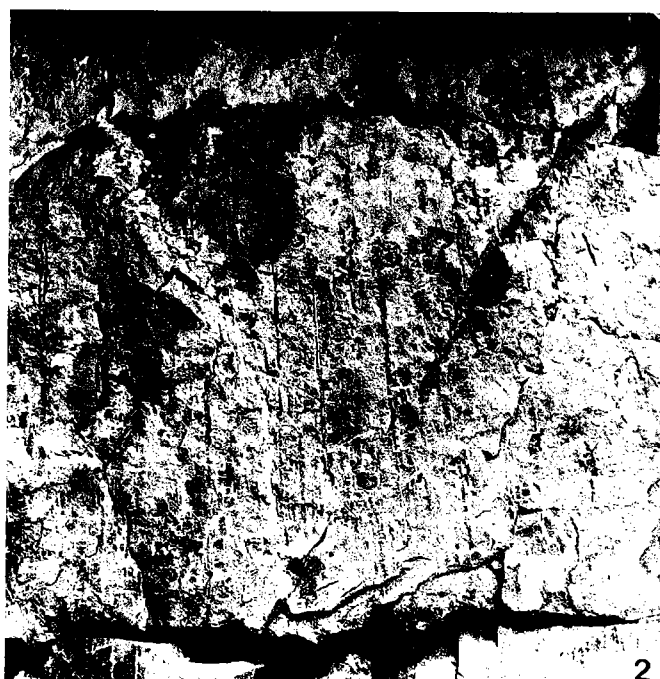


PLANCHE 8

Fig. 1, 2, 3, 7 et 8. - *Monocraterion* sp.

1. - (X 0,6). Vue verticale des entonnoirs. Lithofaciès H2 à *Cruziana*. Pointe de Dinan. I.G.R. 25105
- 2 et 3. - Coupes verticales des entonnoirs. Les lamines sont défléchies. Partie sommitale du Grès armoricain supérieur. Plage du Courrijou, Camaret. I.G.R. 25127 et 25128
7. - Surface de banc du Grès armoricain supérieur de la pointe du Gouin (lithofaciès S2A). Entonnoirs avec "becs de sortie" (B.S.). Trait échelle : 5 cm
8. - Embouchures d'entonnoirs en surface de banc. Grès armoricain supérieur de la pointe du Gouin (lithofaciès hétérolithiques) Trait échelle : 5 cm

Fig. 4. - Structures en oônes emboîtées de type *Monocraterion* très localisées (cf discussion p. 93). Lithofaciès S2, Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux. Trait échelle : 2 cm

Fig. 5. - *Tumulus en tortillons* recouvrant les orifices de tubes à *Skolithos*. Pointe de Kerroux. I.G.R. 25127. Trait échelle : 2 cm

Fig. 6. - Structure de désenfouissement. Les lamines défléchies vers le bas (E.S.) sont surmontées par un brachiopode inarticulé en position verticale (Br). Lithofaciès H1, Beg Avel

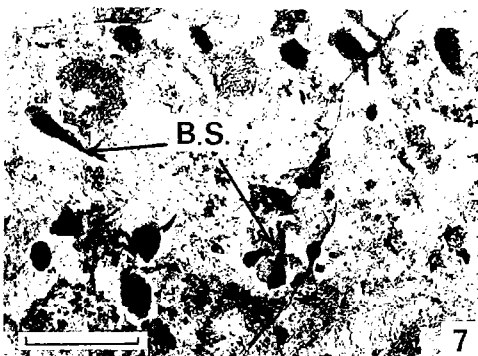
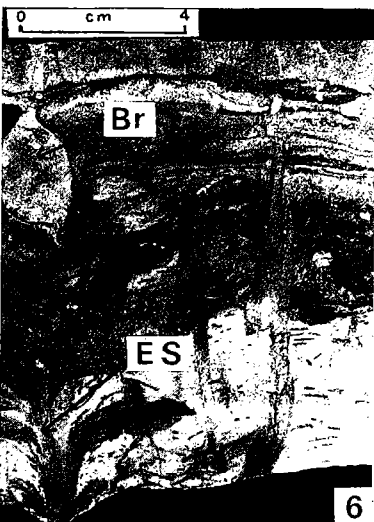
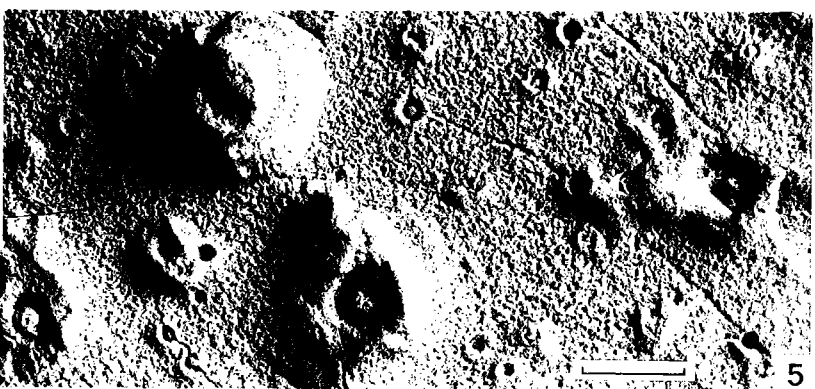
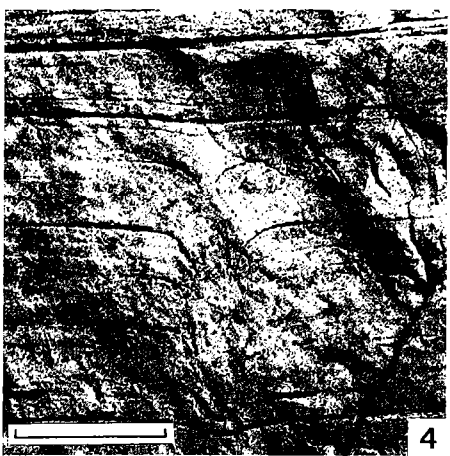
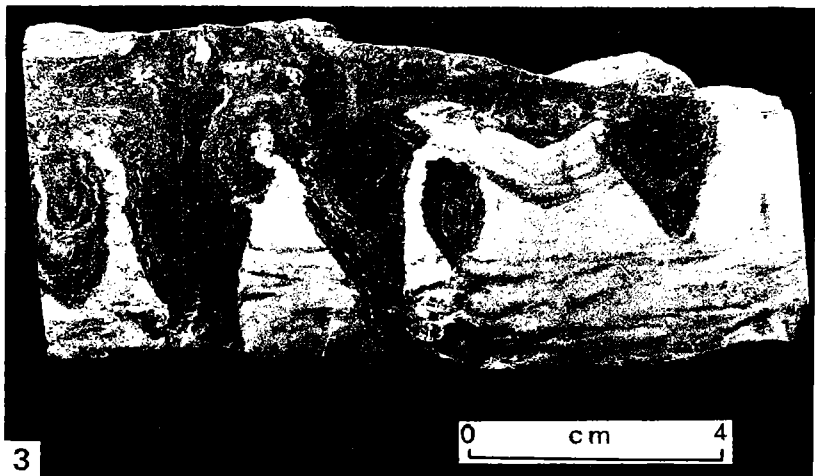
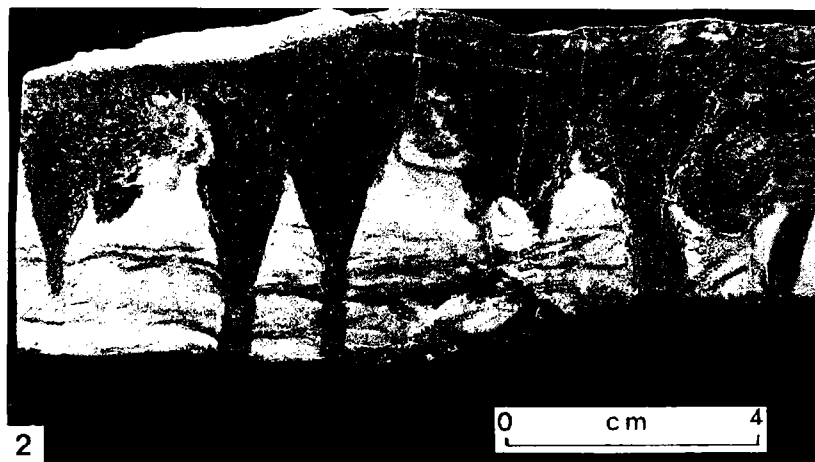


PLANCHE 9

Fig. 1, 3 et 5. - *Diplocraterion parallelum* Torell

1. - Vue verticale. Pointe de Morgat. Tu : dernière position du tube ; Tr : traverses en position interne. Forme protrusive. Trait échelle : 5 cm
3. - Section transverse en surface de banc. Tu : tube ; Tr : traverses. Toit du Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux.
5. - Section transverse en surface de banc. Toit du Grès armoricain inférieur, pointe de Kerroux. Trait échelle : 2 cm

Fig. 2 et 4. - *Lingulichnites* sp, pointe de Kerroux, I.G.R. 25189

2. - Epireliefs. Sections des embouchures en ellipse
4. - Hyporeliefs (moules de l'embouchure)

Fig. 6. - ? *Lockeia*. Collection Rouault (X 0,7) (M.H.N., Paris)

Fig. 7, 8 et 9. - *Imbrichnus wattonensis* Hallam. Le Vorroc'h, pointe de Pen-Hir. Grès armoricain inférieur.

7. - Vue générale des traces. Surface inférieure de banc. La pièce donne l'échelle
- 8 et 9. - Détail des traces. La pièce donne l'échelle

Fig. 6 : Cliché du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris

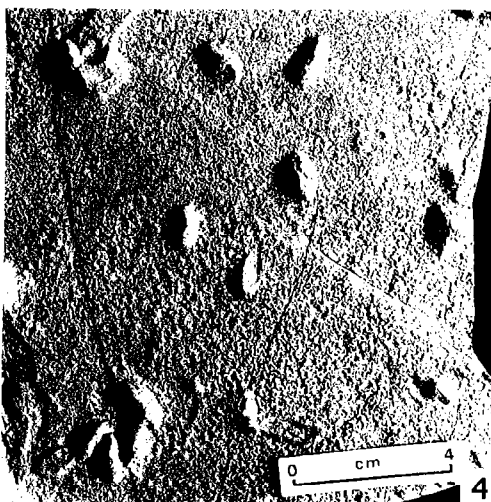
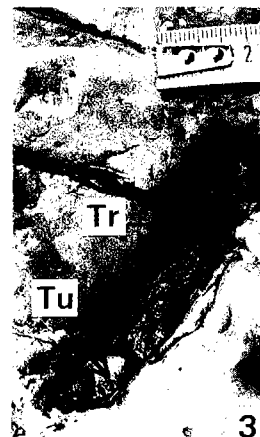
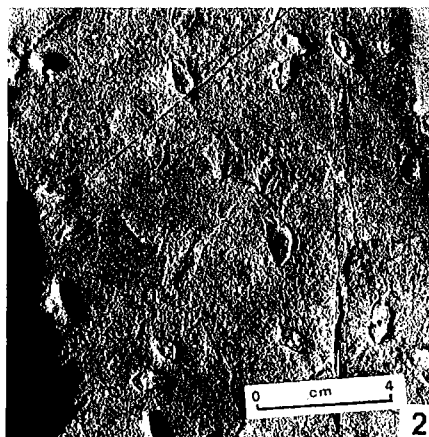
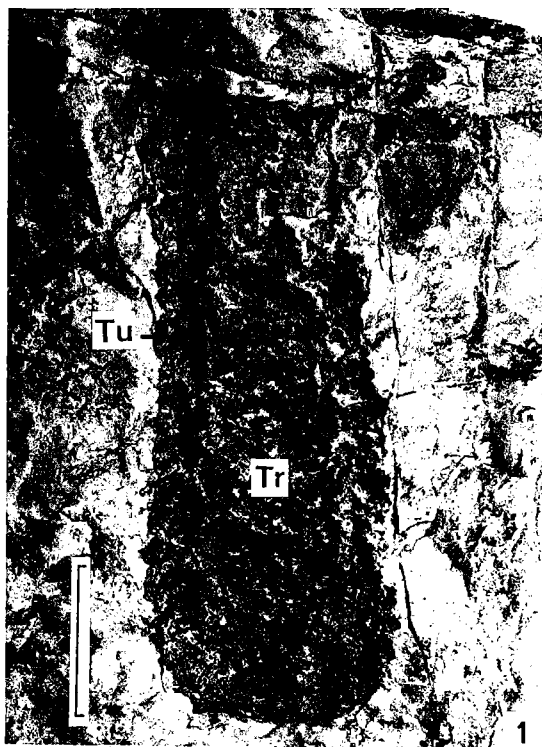


PLANCHE 10

Fig. 1. - Phénomène de rhéotaxie : pistes bilobées (Bi) alignées sur des figures de courant (figures d'impact ou "*prod casts*") (cf discussion p. 91)

Fig. 2 et 3. - *Phycodes* aff. *palmatum* (Hall). Lithofaciès H2, Grès armoricain inférieur de la pointe de Kerroux. Trait échelle : 5 cm

Fig. 4. - ? *Trichichnus*. Base du Grès armoricain d'Herquemoulin. I.G.R. 25125

Fig. 5. - *Planolites* sp. Surface supérieure de banc, le Vaudobin. La pièce donne l'échelle

Fig. 6 et 7. - *Teichichnus* sp.

6. - *in situ* (TE) au passage du Grès armoricain à la Formation de Postolonnec à Beg Avel. La pièce donne l'échelle

7. - (X 3). Détail d'une structure en coupe transversale montrant un emboîtement vertical des traverses. Grès armoricain supérieur, plage du Courrijou à Camaret. I.G.R. 25166

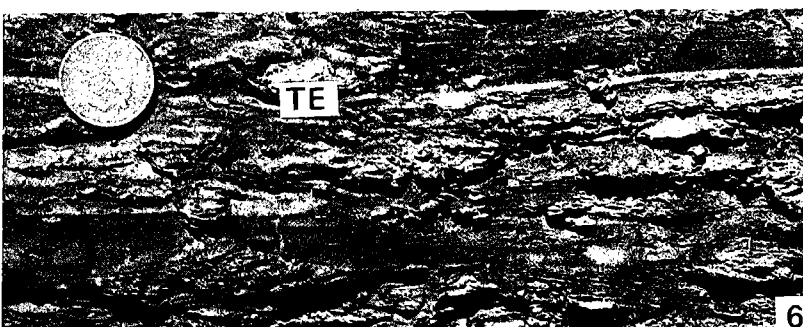
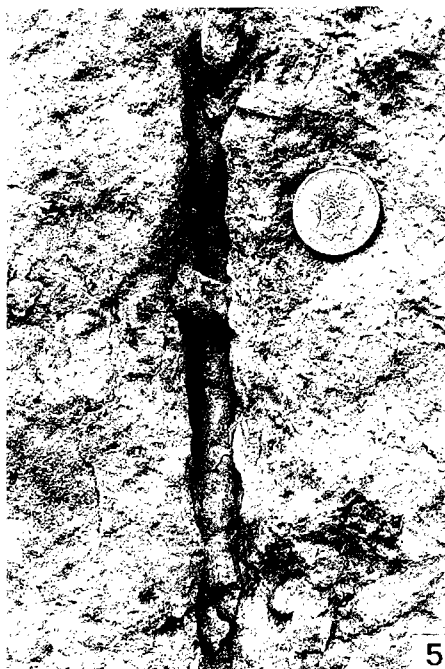
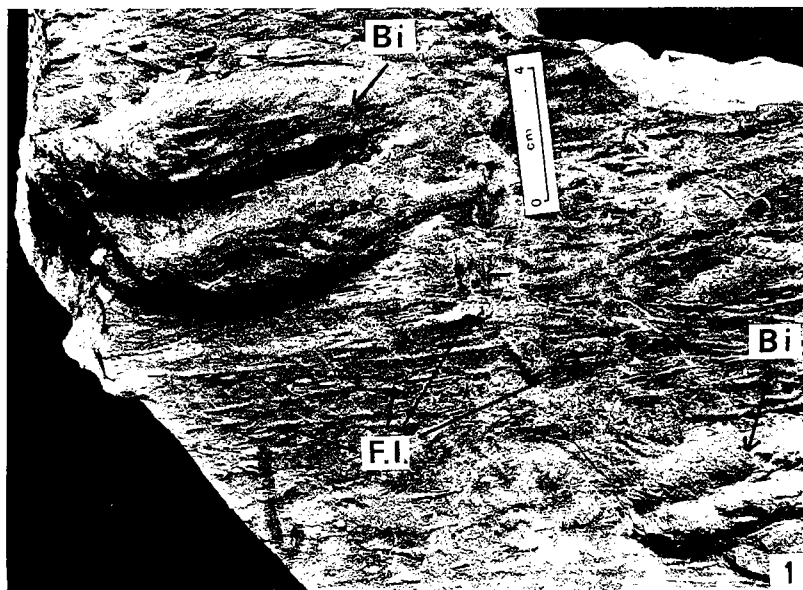


PLANCHE 11

LA SEDIMENTATION EPISODIQUE

Fig. 1, 2 et 3. - Séquence élémentaire de dépôt dans le lithofaciès homolithique S1, Bel Avel (cf fig. 39)

1 et 2. - Séquence complète. La séquence se compose de la surface de discontinuité basale soulignée par une accumulation clastique grossière, de litage plan et de litage oblique en mamelon ("*hummocky cross stratification*")

3. - Séquence incomplète uniquement composée de litage oblique en mamelon compris entre deux surfaces érosives majeures

Fig. 4 et 7. - Détail de la discontinuité basale

4. - Irrégularité de la surface d'érosion recoupant le litage oblique en mamelon de la séquence précédente. Trait échelle : 5 cm

7. - La bioturbation sommitale est tronquée par la surface érosive. Trait échelle : 2 cm

Fig. 5 et 6. - Litage oblique en mamelon (cf fig. 40)

5. - Présence de galets argileux à la base (cf Planche 1, fig. 6 et 7)

6. - Vue d'ensemble

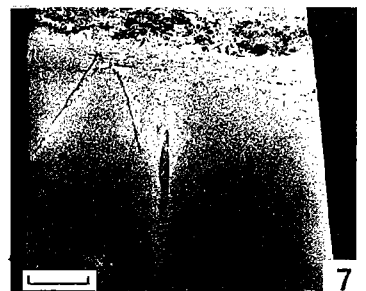
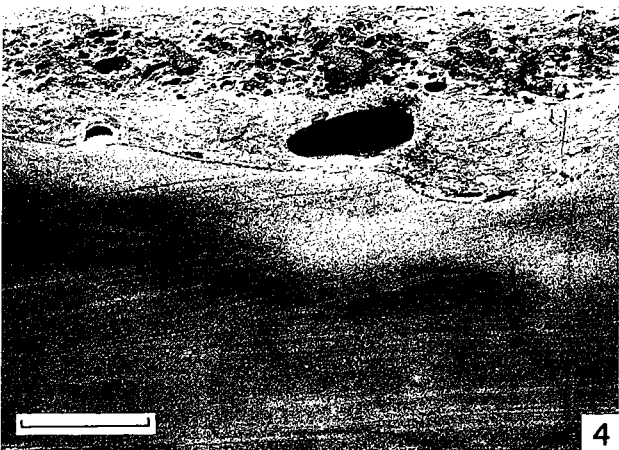
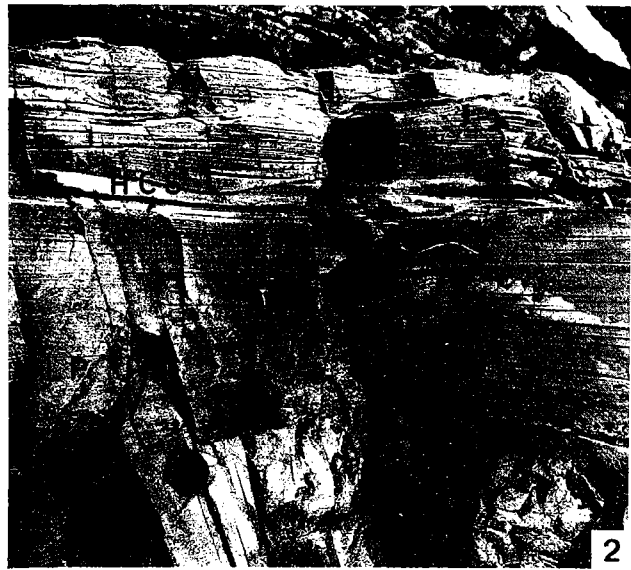


PLANCHE 12

LA SEDIMENTATION EPISODIQUE

(sections verticales d'échantillon provenant de Beg Avel). La polarité est vers le haut de la page.

Fig. 1 et 2. - Strates gréseuses à un seul évènement des lithofaciès hétérolithiques H1 (cf fig. 41)

1. - Séquence à litage plan : accumulation grossière peu marquée à la base (ACG), litage plan (LP) et litage de rides (rides chevauchantes ?)(LR)
2. - Implantation de la bioturbation dans la séquence
Structure de désenfouissement surmontée par un brachio-
pode inarticulé (br)
Implantation sommitale : *Arenicolites* (A), *Daedalus halli* (DH)

Fig. 3. - Strate gréseuse à plusieurs évènements dans le lithofaciès H1 (cf fig. 41)

Fig. 4 et 5. - Sections au contact de deux séquences du lithofaciès S1 (cf fig. 39). La base de la séquence supérieure tronque la bioturbation sommitale (B) de la séquence précédente. ACG : accumulation clastique grossière ;
LP : litage plan

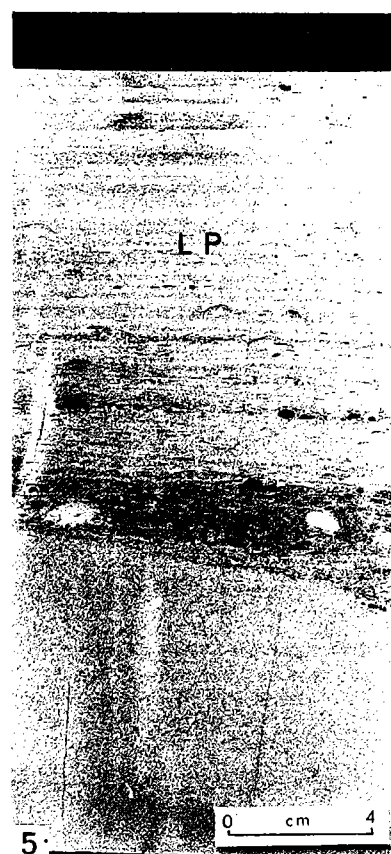
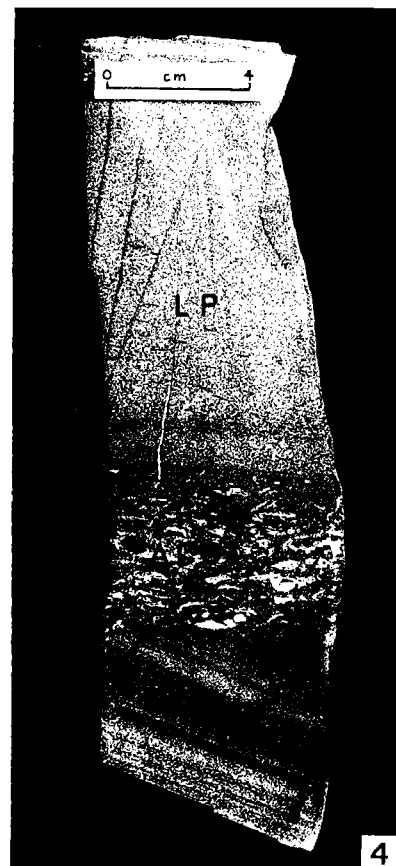
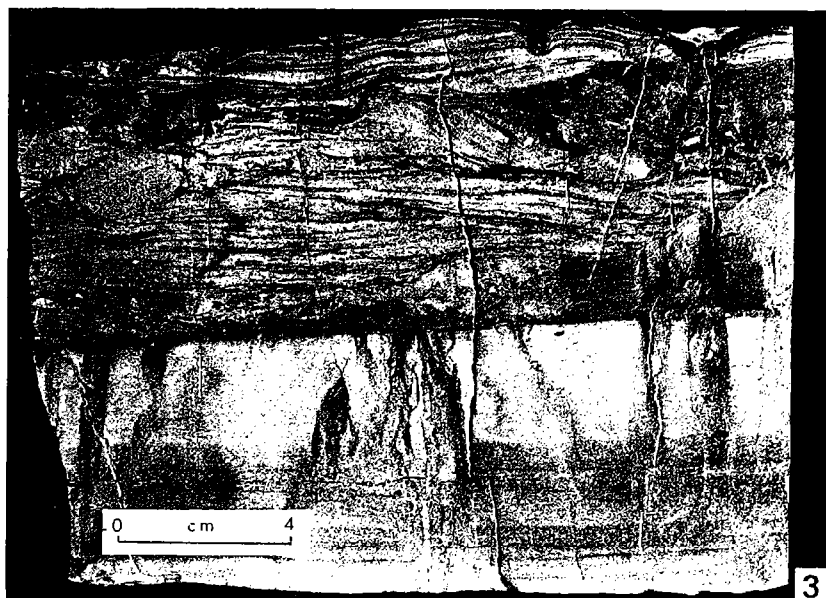
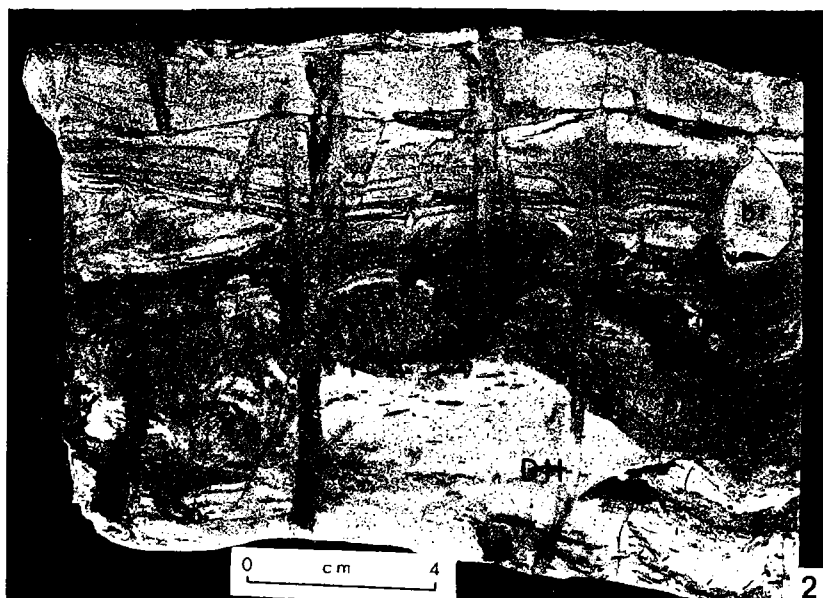
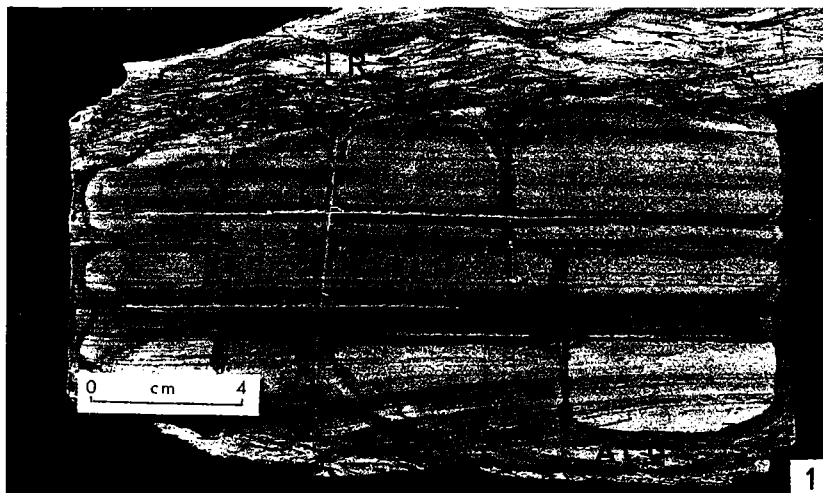


PLANCHE 13

LA SEDIMENTATION EPISODIQUE

- Fig. 1. - Stratinomie du lithofaciès H1 (cf fig. 41)
- Fig. 2. - Interstrate : figures de charge et rythmites gradées
Trait échelle : 5 cm
- Fig. 3. - Strate composée de plusieurs évènements. Les cônes de *Daedalus halli* (DH) sont tronqués à leur partie supérieure
- Fig. 4. - Séquence à litage oblique en mamelon. A.C.G. : tapissage de clasts à la partie inférieure de la strate ; H.C.S. : litage oblique en mamelon ; L.R. : litage de ride
- Fig. 5. - Gouttière d'érosion de base de banc (Gt) ("*Gutter cast*")
- Fig. 6. - Séquence à dominante pélitique dans une interstrate.
S.E. : surface érosive ; Gt : mini-gouttière d'érosion

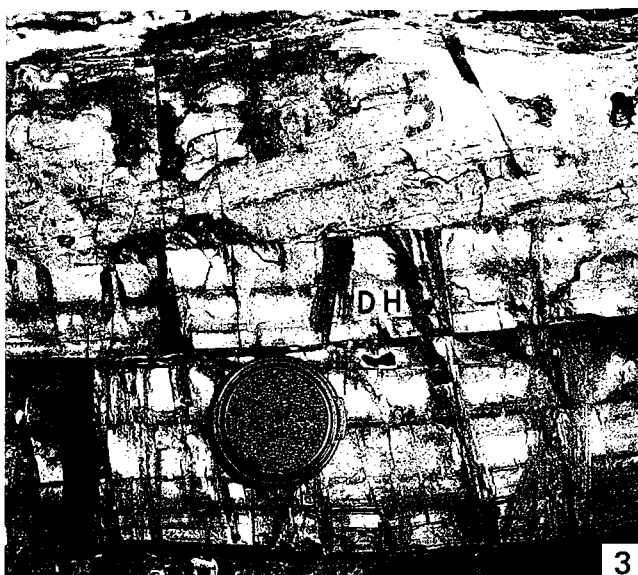
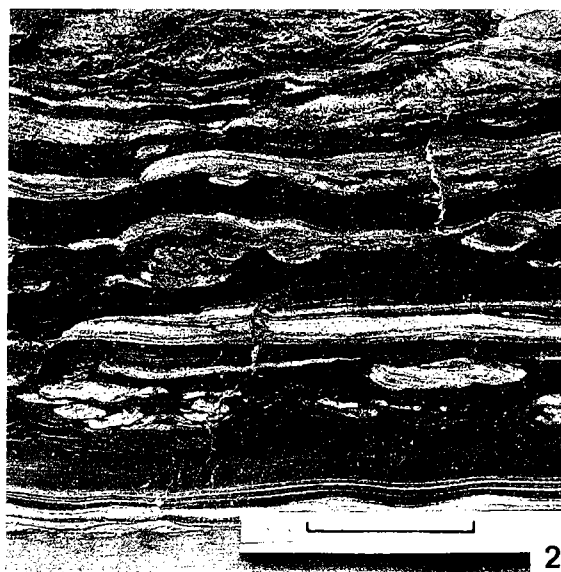


PLANCHE 14

FIGURES EROSIVES DE SOMMET DE BANC

- Fig. 1. - Surface montrant, en plan, le mode d'individualisation des brioches. 1 : surface plane à rides ; 2 : brioche en cours de détachement à la périphérie de la surface plane ; 3 : champ de brioches. Pointe de Pen-Hir. Le marteau donne l'échelle
- Fig. 2, 4 et 6. - Gouttières de sommet de banc (cf fig. 42) (lithofaciès H1, Beg Avel)
- 2. - Gouttière en pot. Stade 3A. Trait échelle : 1 cm
 - 4. - Brioche isolée par un fort déblaiement (stade 4)
 - 6. - Gouttière de forme décentrée. Stade 2
- Fig. 3. - Forte variation d'épaisseur des strates due à une érosion postérieure à la mise en place de la strate. Lithofaciès H1. Beg Avel
- Fig. 5. - Amortissement de la sédimentation après la formation des brioches. Pointe de Morgat
- Fig. 7. - Brioches en cours de détachement (1) à partir d'une surface plane (2)

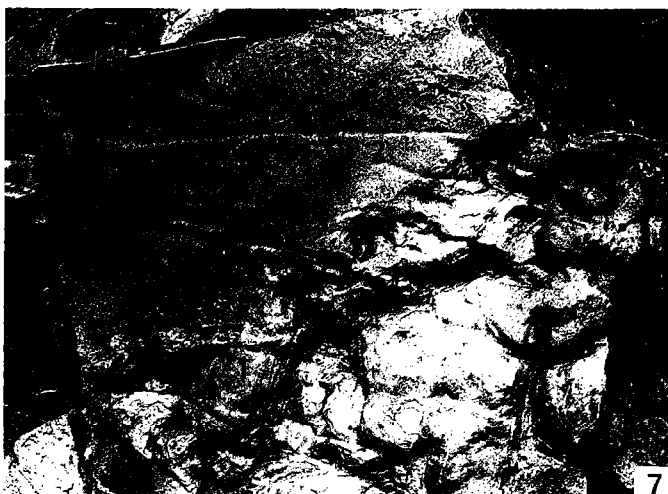
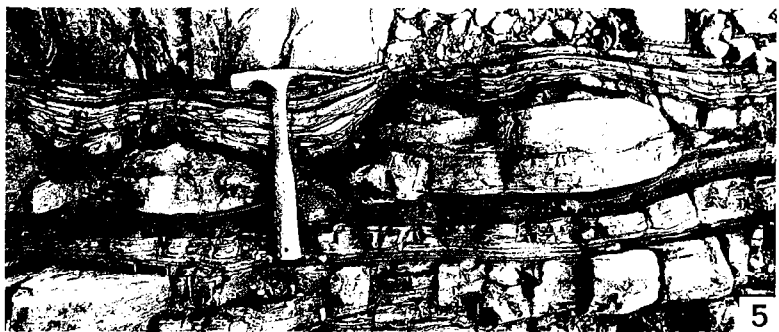


PLANCHE 15

SEDIMENTATION CHRONIQUE

(Plage du Courrijou et Pointe du Gouin, Camaret)

Fig. 1. - Surface à dunes au sommet du lithofaciès S2A.

- 1 : fronts de progradation des dunes ; 2 : fronts glissés ;
 - 3 : bourrelet frontal (rides repoussées par les fronts) ;
 - 4 : rides en éventail ; 5 : champ de rides linguoïdes.
- Le marteau donne l'échelle

Fig. 2. - Champ de rides linguoïdes (sens de transport uniforme).
Détail de la figure 1

Fig. 3. - Rides linguoïdes. Détail de la figure 2

Fig. 4. - Dune en section verticale

- 1 : front de progradation ; 2 : litage oblique tabulaire sigmoïde ; 3 : rides linguoïdes remaniant le toit de la dune

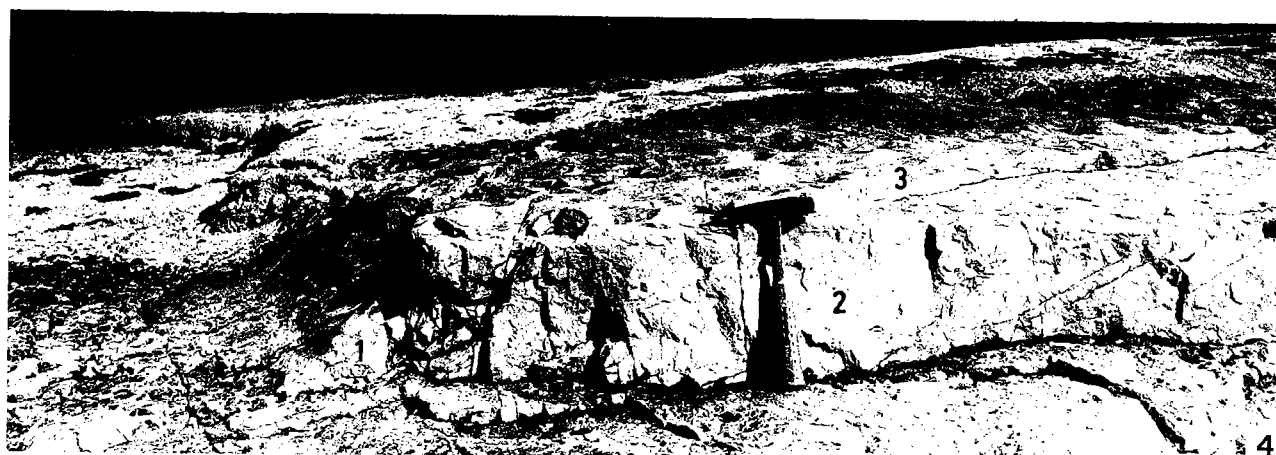
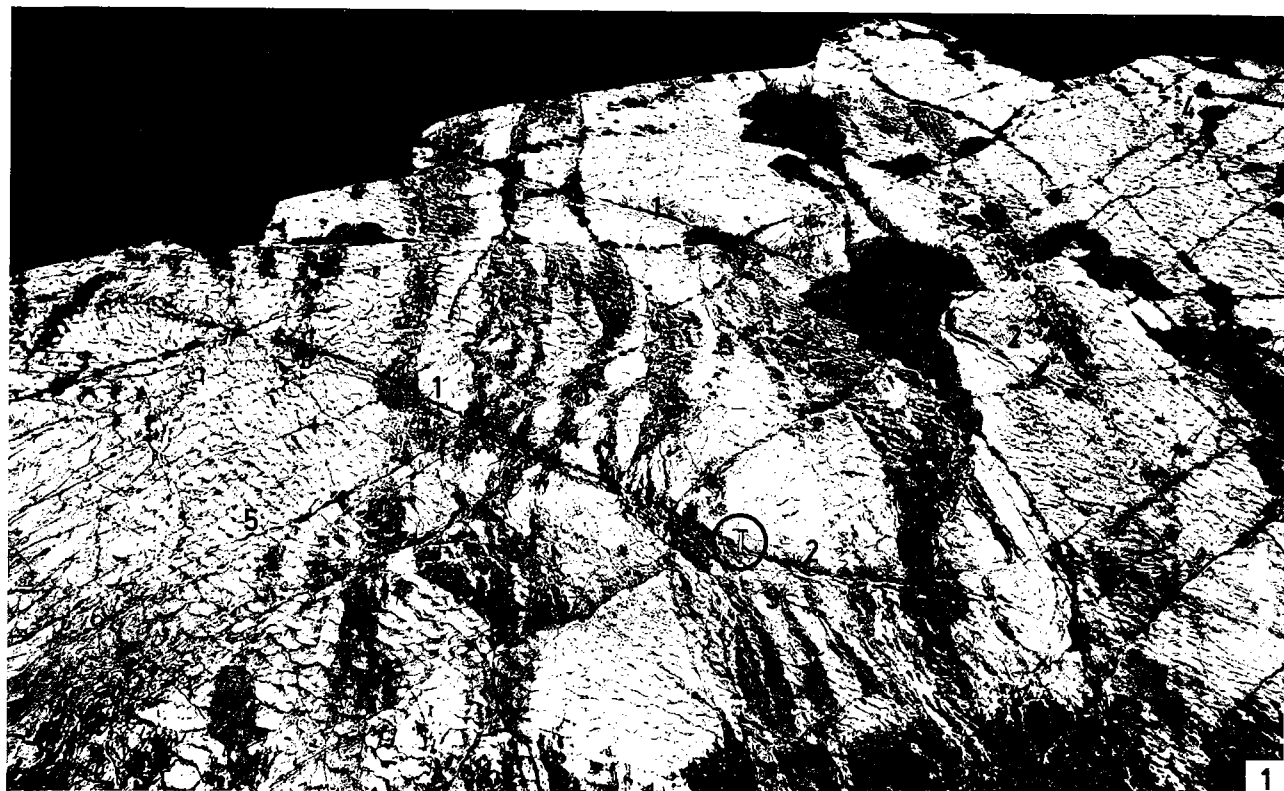


PLANCHE 16

SEDIMENTATION CHRONIQUE

(Lithofaciès S2A, Plage du Courrijou et pointe du Gouin à Camaret)

Fig. 1 et 6. - Surface à rides de la plage du Courrijou (cf discussion, p. 89-90)

1. - Vue d'ensemble. A : rides en éventail ("*ripple fan*") ;
B : talus à "striations" ; C : rides linguoïdes du niveau supérieur. Le marteau donne l'échelle

6. - Détail du talus. Les "striations" sont droites

Fig. 2. - Rides interférentes maillées ("*ladder ripples*"). Même surface que Pl. 15, fig. 1

Fig. 3 et 4. - Détails de la surface figurée Pl. 15, fig. 1 : fronts glissés (2) et bourrelets frontaux (3). Le marteau donne l'échelle

Fig. 5. - Litage oblique déformé (O.C.S.), "*overturned cross stratification*" ou structure en omelette (cf discussion p. 86-89 et fig. 54). Le marteau donne l'échelle

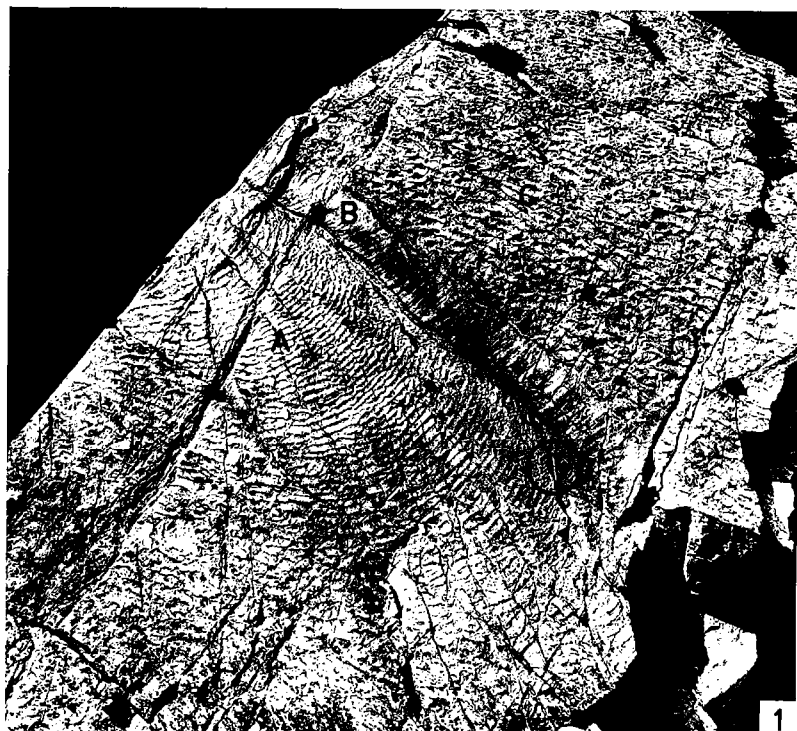


PLANCHE 17

LES LITAGES

- Fig. 1. - Litages en chevron ("*herringbone structure*"). Lithofaciès H2. Pointe de Kerroux
- Fig. 2. - Litage oblique tabulaire plurimétrique (fig. 51 D).
Même niveau que le litage oblique déformé (O.C.S.). Lithofaciès S2A, pointe du Gouin. Sens de migration de la gauche vers la droite. Le marteau donne l'échelle
- Fig. 3. - Litage oblique tabulaire (LOT) métrique tronqué par un litage oblique arqué (LOA). Pointe du Gouin, lithofaciès S2A. Le carnet donne l'échelle
- Fig. 4. - Litages obliques arqués (auges). Pointe du Gouin, lithofaciès S2A
- Fig. 5. - Litage d'avalanche ("*avalanche sets*"). Lithofaciès H2, Herquemoulin

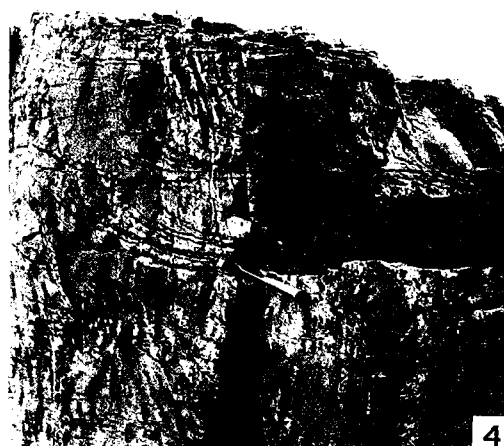


PLANCHE 18

RIDES ET STRATIFICATIONS DE RIDES

Fig. 1 et 2. - Rides chevauchantes

1. - Unidirectionnelles à versant amont érodé, *subcritiques* ou de type A. Lithofaciès S3. Grès armoricain supérieur de Beg Avel
2. - Bidirectionnelles en phase. Sens d'aggradation opposés (oscillation). Membre moyen, Morgat. Trait échelle : 5 cm

Fig. 3. - Litage de rides de vagues. Membre moyen, Morgat. Sens de migration de la gauche vers la droite. Trait échelle : 5 cm

Fig. 4. - Stratification ondulée ("*wavy bedding*") à madrée ("*flaser bedding*") (W). Les lentilles de rides montrent un début de déformation due à la plasticité de sédiment. R.G. : rythmites gradées. Grès armoricain supérieur, plage du Courrijou à Camaret

Fig. 5. - Stratification madrée ("*flaser bedding*"). Grès armoricain supérieur, plage du Courrijou à Camaret

Fig. 6. - Stratification lenticulaire ("*linsen bedding*"). Grès armoricain supérieur, plage du Courrijou à Camaret

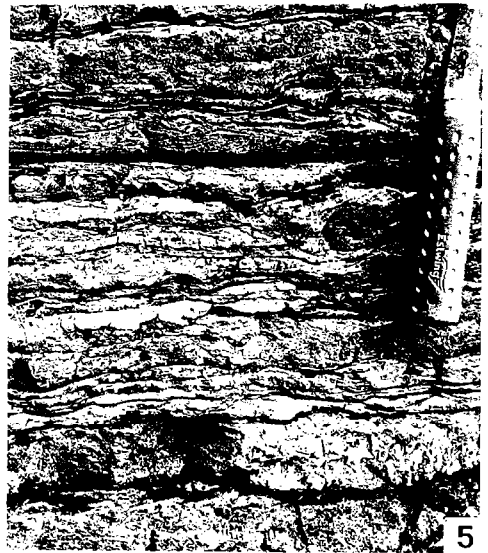
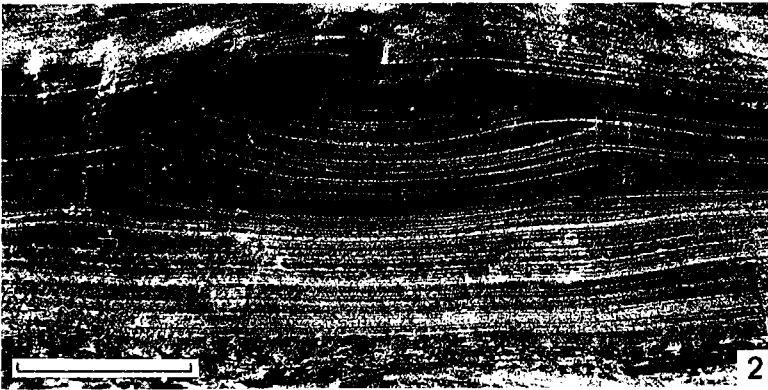


PLANCHE 19

FENTES DE RETRAIT

("Shrinkage cracks")

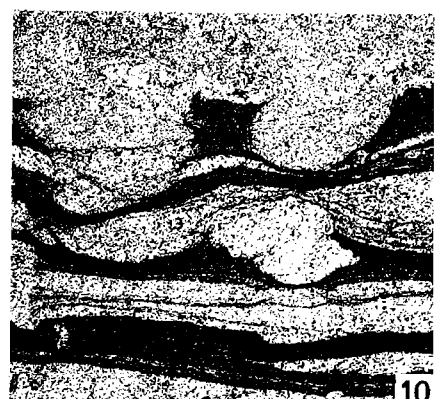
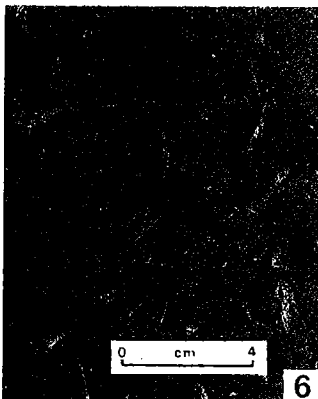
Fig. 1 et 2. - Fentes de dessiccation ("*mud cracks*")

1. - En coupe. Membre moyen, Morgat. La pièce donne l'échelle
2. - En surface, réseaux polygonaux bien marqués. Membre moyen, Saint-Aubin-des-Châteaux (IGR 25300)

Fig. 3. - Fentes de retrait indéterminées. Plage du Courrijou à Camaret

Fig. 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10. - Fentes de synérèse ("*synaeresis cracks*")

4. - Vue d'ensemble. Face inférieure de banc. Malroche. IGR 25301
5. - Détail de la figure précédente (X 0,5)
6. - Par comparaison : plaque à fente de synérèse des "vieux grès rouges". Caithness County Achaharras (U.K.). Collection Y. Plusquellec, Brest
7. - Vue d'ensemble. Plage du Courrijou à Camaret
8. - Détail d'une fente (fig. 7) (X 1,5)
9. - Section horizontale dans une fente (lame mince) (X 3)
10. - Section verticale dans une fente (lame mince) (X 5)



Dans la même collection :

- N° 1 H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). 140 F.
- N° 2 G. QUERRE - Palingenèse de la croûte continentale à l'Archéen : les granitoïdes tardifs (2,5 - 2,4 Ga) de Finlande orientale. Pétrologie et géochimie, 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). 85 F.
- N° 3 J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie, Traces fossiles, Milieux de dépôt, 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). 55 F.

BON DE COMMANDE

A retourner à :

Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles
Mémoires et documents du CAESS
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cédex (France).

NOM

ORGANISME

ADRESSE

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb Exemplaires	Prix Unitaire	TOTAL
Frais d'envoi :				
1 volume : 15,00 F.				
par volume supplémentaire : 5,00 F.				
Total				
Frais d'envoi				
Montant total				

Veillez établir votre chèque au nom de l'Agent Comtable de l'Université de Rennes I et le joindre au bon de commande.

Imprimé au C.A.E.S.S.
Dépôt légal
1er trimestre 1985

RESUME

La Formation du Grès armoricain est un élément important de la mégaséquence détritique terrigène qui débute le Paléozoïque ou recouvre les dépôts cambriens dans le Massif armoricain. Cette formation à dominante arénacée a été étudiée dans toutes les unités paléozoïques des domaines nord et médio-armoricains. Son épaisseur varie de quelques dizaines de mètres (Nord-Cotentin) à plusieurs centaines de mètres (Presqu'île de Crozon et Sud de Rennes). L'ensemble du Grès armoricain regroupe des lithofaciès homolithiques arénacés (quartzites), hétérolithiques à dominante arénacée ou pélitique (alternances grés-pélitiques) et homolithiques pélitiques. La distribution de ces lithofaciès est aléatoire au sein de la formation mais, par endroits, le développement préférentiel d'une unité hétérolithique entre deux unités inférieure et supérieure à dominante arénacée conduit à distinguer trois membres (le Grès armoricain inférieur, le Membre moyen et le Grès armoricain supérieur).

La formation contient les traces d'une importante activité biologique et de nombreuses structures sédimentaires d'origine physique. L'étude systématique des traces fossiles a permis de clarifier certains problèmes taxinomiques (*Cruziana*, *Monocraterion*, *Skolithos*, ...) et de proposer ou de modifier des interprétations (*Daedalus*, *Skolithos*, ...). Les principales traces fossiles contenues dans la formation sont : *Arenicolites*, *Arthropycus*, *Cruziana*, *Daedalus*, *Didymaulichnus*, *Dimorphichnus*, *Diplocraterion*, *Fraena*, *Imbrichnus*, *Lingulichnites*, *Monocraterion*, *Phycodes*, *Planolites*, *Skolithos*, *Teichichnus*, *Trichichnus*, *Trypanites*. L'ensemble de ces traces reflète l'adaptation des organismes aux conditions spécifiques des différents paléomilieus. Elles sont apparues comme de bons marqueurs d'environnement. Plusieurs associations de traces, caractérisant des milieux différents, ont pu être distinguées. Il s'agit de l'association *Skolithos* - *Daedalus halli* - *Diplocraterion* et de l'association *Cruziana* - *Monocraterion* - *Daedalus labechei* - *Phycodes*.

Les paramètres hydrodynamiques des différentes structures sédimentaires (rides d'oscillation, rides chevauchantes, litage oblique en mamelon, dunes hydrauliques, hyperdunes, ...) et la nature des séquences élémentaires de dépôt ont permis une meilleure compréhension du mode de mise en place des sédiments. Les caractéristiques sédimentologiques et ichnologiques des lithofaciès constitutifs de la formation ont révélé des conditions de sédimentation génétiquement distinctes :

- une sédimentation épisodique mise en place par des phénomènes instantanés de type tempête :

- . pour les lithofaciès homolithiques S1 à séquences proximales,
- . pour les lithofaciès hétérolithiques H1 à séquences distales.

Les caractéristiques hydrodynamiques, la nature des figures sédimentaires associées à ces dépôts (rides de vagues, linéation de délit, fentes de retrait, ...), l'abondance et la bonne conservation du litage oblique en mamelon (*Hummocky cross stratification*), supposent une mise en place de ces dépôts dans des milieux situés entre la limite d'action des vagues permanentes et une profondeur de quelques mètres, sur une plateforme dominée par l'action des vagues.

- une sédimentation qui a été qualifiée "de chronique"

. pour les lithofaciès homolithiques arénacés S2A (avec *Diplocraterion* et *Skolithos*) mis en place par des écoulements combinés courants-oscillation,

. Pour les lithofaciès hétérolithiques H2 (avec *Cruziana*, *Daedalus labechei*, *Monocraterion* et *Phycodes*) soumis fortement à l'action des marées et parfois émergés,

. pour les lithofaciès homolithiques arénacés S2B faiblement bioturbés, d'énergie élevée, constitués par des corps sableux de grande taille,

. pour les lithofaciès homolithiques arénacés S4, à fort taux de sédimentation (rides chevauchantes).

Les structures sédimentaires associées à ces lithofaciès (*stratifications lenticulaires*, *madrées ou onduleuses*, *fentes de dessiccation*, *surfaces de réactivation*, *structures en chevrons*...) révèlent une partie de la plateforme dominée par l'action des marées et parfois émergée. L'asymétrie des écoulements mise en évidence par les mesures de paléocourants est expliquée par des courants tidaux de force inégale.

La répartition et l'organisation des lithofaciès permettent de définir l'environnement sédimentaire du Grès armoricain comme un ensemble de paléomilieus s'étendant sur la partie supérieure d'une plateforme bordée, vraisemblablement vers le Nord, par un continent, dernier vestige des reliefs cadomiens.

Mots-clés. - Grès armoricain, Ordovicien, Massif Armoricain, Traces fossiles, Sédimentologie, Milieux.