

Bernard HALLEGOUET  
François GUILLOCHEAU  
Naïma HAMOUMI et Pierre THONON,  
Serge BERNE et Gilles LERICOLAIS

3ème congrès français de  
Sédimentologie

Brest, 4 Excursions

LIVRET D'EXCURSIONS ASF  
Novembre 1991

DES



ASSOCIATION  
SEDIMENTOLOGISTES  
FRANÇAIS





# 3<sup>ème</sup> CONGRES FRANÇAIS DE SEDIMENTOLOGIE

## Brest, Excursions

*17 novembre 1991 -*

*HALLEGOUET Bernard*

Les formations littorales de la côte des Abers et les alluvions tertiaires de la vallée morte de Saint-Renan, au nord-ouest de Brest. . . . . 5

*21 novembre 1991 -*

*GUILLOCHEAU François*

Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert ("offshore", "shoreface"), baie et replats sableux ("sand-flats") : visite de quelques affleurements ordoviciens armoricains en presqu'île de Crozon. . . . . 39

*21 novembre 1991 -*

*HAMOUMI Naïma et THONON Pierre*

La sédimentation au cours de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif Armoricaïn, France) : contrôle climatique (glaciation), volcanique et tectonique (distension). . . . . 67

*21 et 22 novembre 1991 -*

*BERNE Serge et LERICOLAIS Gilles*

Les outils de reconnaissance en mer : applications à l'étude de quelques exemples de faciès et de séquences sédimentaires quaternaires (embarquement sur le navire océanographique Thalía). . . . . 139



## AVANT-PROPOS

Ce livret-guide comporte le texte de présentation des excursions sur le terrain, organisées à l'occasion du 3<sup>ème</sup> congrès Français de Sédimentologie, qui s'est tenu à Brest du 17 au 22 novembre 1991.

Brest, cité traditionnellement orientée vers la mer est devenu un des pôles majeurs de l'Océanographie française avec le développement d'une grande Université spécialisée en Sciences de la mer et la présence d'un centre de recherche IFREMER (Institut Français de Recherches pour l'Exploitation de la Mer).

Dans ce contexte scientifique, les études menées dans la région sur les sédiments actuels ou anciens sont nombreuses et variées et quelques exemples, utilisant les affleurements d'excellente qualité de la côte brestoise sont illustrés au cours des excursions.

L'analyse des sédiments actuels fournit souvent des informations importantes pour une meilleure approche des séries anciennes. L'excursion sur le navire océanographique est l'occasion de faire connaître de façon pratique aux sédimentologues "terrestres", les méthodes géophysiques utilisées pour le travail en mer.

Une autre excursion, sur le terrain cette fois, est focalisée sur l'étude des environnements côtiers et de l'enregistrement des glaciations quaternaires. Celle-ci profite largement de la richesse géographique de la côte brestoise, souvent rocheuse et très découpée et qui regroupe, sur une faible superficie, des environnements côtiers très variés.

A l'autre extrémité de l'échelle géologique, l'étude des affleurements ordoviciens de la presqu'île de Crozon constitue la deuxième partie de ce volume avec deux excursions. Les affleurements étudiés, souvent situés en bordure de la côte, sont très régulièrement nettoyés par les marées. Remarquablement préservés, ils contiennent un ensemble de faciès types (depuis les environnements fluviaux jusqu'à des dépôts de plateforme externe), qui pourrait constituer la base d'une excellente école de terrain pour la détermination et l'analyse des faciès. Une de ces excursions a aussi pour objectif l'étude de l'influence relative des variations du niveau de la mer, des glaciations, du volcanisme et de la tectonique sur la sédimentation.

De l'ordovicien à l'actuel, ce sont bien-sûr les mêmes méthodes, les mêmes concepts qui sont manipulés. Au travers des résultats d'études menées dans la région brestoise, ce livret-guide démontre une nouvelle fois, la communauté d'intérêt et d'approche qui réunit, au delà de leurs spécificités, les sédimentologues de notre association.

Isabelle COJAN et Bruno SAVOYE

## FOREWORD

*This volume includes the field-trips developed in the occasion of the 3rd Meeting of French Sedimentologists, held in Brest, the 18 to 20 of November, 1991.*

*The city of Brest traditionally opened to the sea has become one of the most exciting place in France to approach modern marine environments and related sedimentologic features. Such studies can constitute key-studies to understand ancient deposits. The setting up of IFREMER (Institut Français de Recherches pour l'Exploitation de la Mer) and the development of an important University specialized in marine sciences contribute to make this city one of the major pole of oceanography in France.*

*The "sea-trip" show how marine sedimentologists use geophysical devices to study present deposits and related sedimentary features.*

*The present sharply dissected coastline around Brest provides many various coastal environments. Sediment deposited in such restricted areas well registered the last transgressive and regressive phases, linked with the quaternary glaciations.*

*Moreover, the intensive field study of the "presqu'île de Crozon" Ordovician outcrops in the recent decade led to a better understanding of controls of sedimentation by sea-level changes, glaciation, volcanism and tectonism. This area contains a series of well preserved and exposed sedimentological facies types (from fluvial environments to offshore environments and storm deposits), that could constitute the base of a modern facies field-school.*

*One "sea-trip" to experiment the work of sedimentologists at sea, a field-trip along the last glacial coastline around Brest and two field-trips devoted to the study of very old sediments, what could better represent either the originality and coherence of the sedimentologist's work and the giant field of its applications.*

*Anyway, this field guidebook tries to summarize this varied approach of sedimentology. We hope that it will be usefull for those people interested in having a direct knowledge of the breton sedimentology and a general overview on some of the new exciting ways of research in sedimentology.*

*Isabelle COJAN et Bruno SAVOYE*

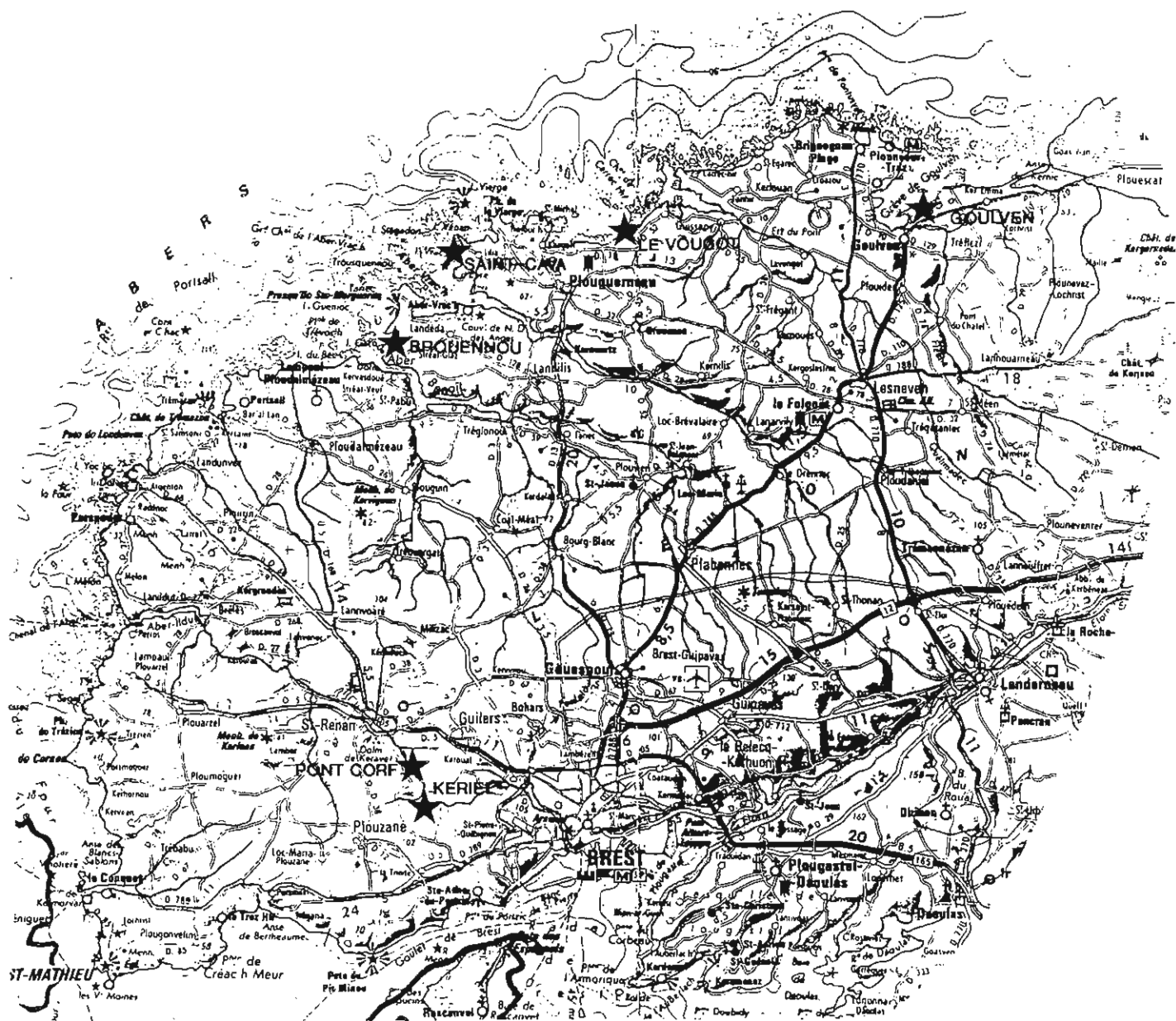
**LES FORMATIONS LITTORALES DE LA COTE DES ABERS  
ET LES ALLUVIONS TERTIAIRES DE LA VALLEE MORTE DE  
SAINT-RENAN, AU NORD-OUEST DE BREST.**

*HALLEGOUET Bernard*

Laboratoire de Géographie de la Mer et des littoraux  
Département de Géographie  
Faculté des Lettres de l'Université de Bretagne Occidentale  
B.P. 814, 29285 BREST  
FRANCE

# LES FORMATIONS LITTORALES DE LA COTE DES ABERS ET LES ALLUVIONS TERTIAIRES DE LA VALLEE MORTE DE SAINT-RENAN AU NORD-OUEST DE BREST

DE L'ACTUEL A L'OLIGOCENE



EXCURSION DU TROISIEME CONGRES FRANCAIS DE SEDIMENTOLOGIE

(17 NOVEMBRE 1991)

**B. HALLEGOUET**

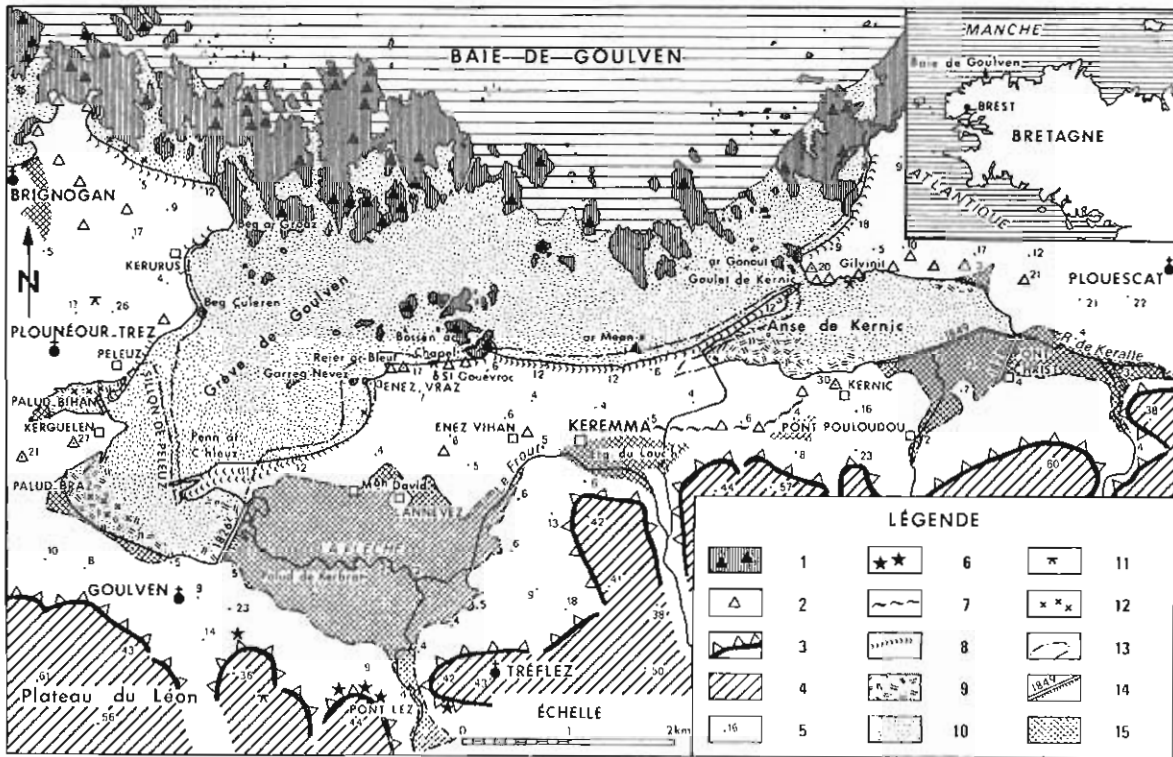
Laboratoire de Géographie de la Mer et des Littoraux  
Université de Bretagne Occidentale

U.R.A.-CNRS 904 - Dynamique et Gestion des Espaces littoraux

LA BAIE DE GOULVEN.

EVOLUTION DE LA LIGNE DE RIVAGE DEPUIS LE XVIII<sup>È</sup> SIECLE

La baie de Goulven, sur la côte septentrionale du Léon, constitue un site naturel remarquable où se développe un ensemble de cordons dunaires se prolongeant par des flèches sableuses à pointe libre. A l'ouest, la pointe de Penn ar C'hleuz qui s'avance dans l'anse de Goulven, oblige la rivière la Flèche à faire un grand détour pour rejoindre la mer. A l'est, celle de Kernic rejoint presque la côte opposée et isole une anse qui ne communique avec la mer que par un étroit goulet.

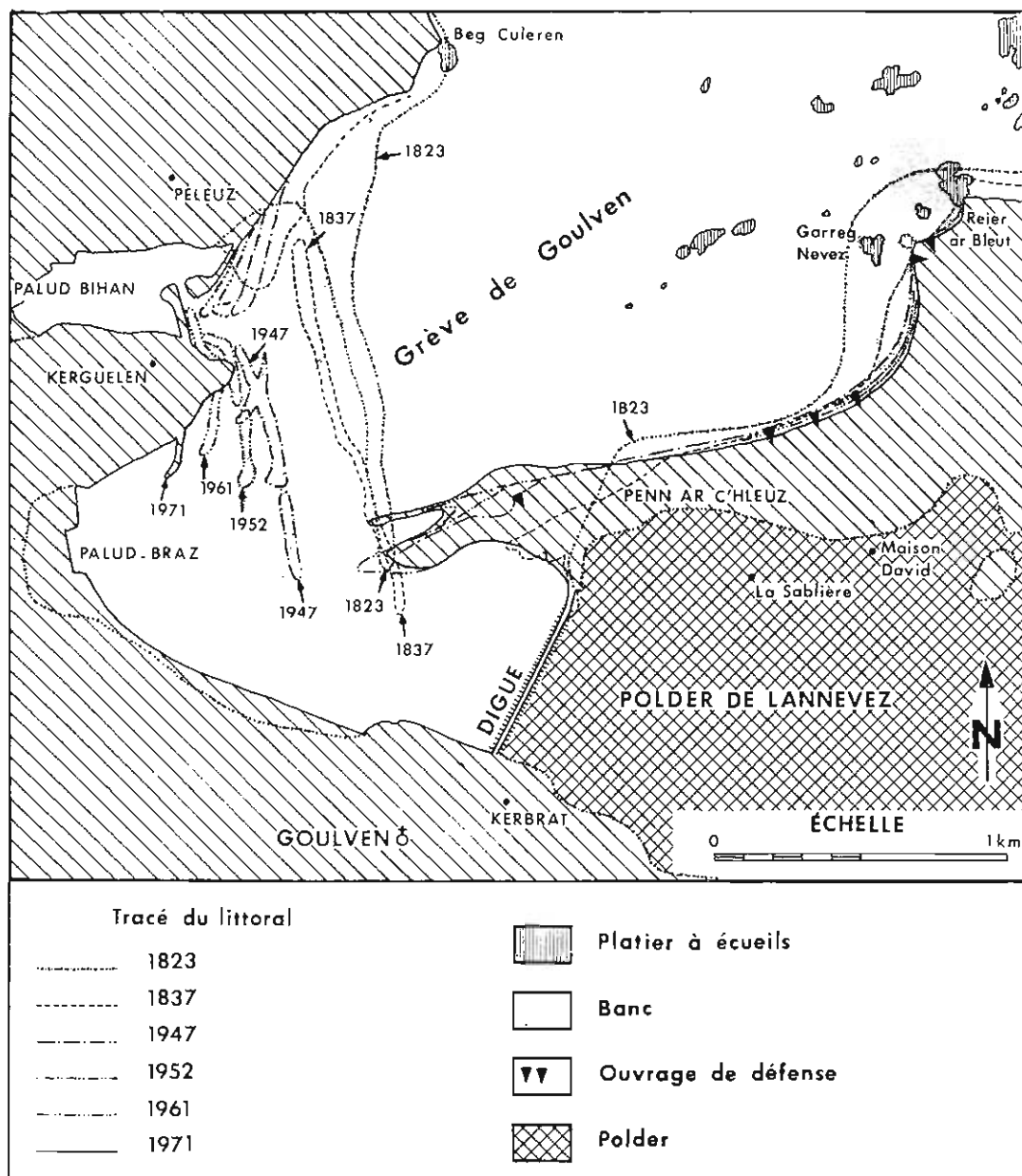


La baie de Goulven : 1. Platier rocheux à écueils — 2. Ecueil fossile — 3. Falaise morte — 4. Plateau du Léon — 5. Cote d'altitude — 6. Dépôts haut-normanniens — 7. Cordon flandricien fossile — 8. Cordons dunaires et flèches littorales — 9. Schorre — 10. Estran sableux — 11. Allée couverte — 12. Tourbe flandricienne — 13. Ligne de rivage en 1823 — 14. Digue ; date de construction — 15. Terrains asséchés.

Le tracé du trait de côte a beaucoup évolué par rapport à sa situation vers 1775. La carte des côtes de Bretagne au 1:14.400 levée dans la seconde moitié du XVIII<sup>È</sup> siècle par les Ingénieurs du Roy est d'une précision remarquable. Elle fut reprise en 1820 par le Colonel Bonne pour la mesure de la base de Plouescat qui devait servir à la réalisation de la triangulation de la carte d'Etat Major. Jusqu'à cette époque, la mer pénétrait profondément à l'intérieur des terres et atteignait le pied de la falaise morte limitant au sud la plate-forme littorale du Pays Pagan. A l'est de Goulven, elle remontait la vallée de la Flèche au-delà du pont médiéval de Pont Lez, tandis qu'au sud de Plouescat, dans la vallée du Kéralle, le flot atteignait lors des grandes marées la limite de la paroisse de Cléder. Les dunes n'étaient pas fixées et avaient enseveli, au



cours du XVIII<sup>e</sup> siècle, les terres de la petite communauté monastique de Saint-Gouévroc établie sur la butte limoneuse de Enez Vraz, en avant de la falaise morte. En arrière de ces dunes, entre le palud de Kerbrat, à l'ouest, et l'anse de Kernic, à l'est, les eaux provenant du plateau du Léon s'écoulaient difficilement et formaient le marais du Louc'h.



L'évolution du tracé du littoral dans la partie occidentale de la baie de Goulven.

Informé par le Colonel Bonne, L. Rousseau, un ancien officier des armées napoléoniennes, visita la région au début des années 1820 et décida de s'y installer pour établir une colonie Saint-Simonienne. Après avoir obtenu la concession de ces terres inhabitées, il commença à drainer le marais du Louc'h, puis à partir de 1824, il entreprit de fermer l'estuaire de la Flèche par une digue s'appuyant sur un rocher, au sud de l'extrémité de la pointe de Penn ar C'hleuz. Peu après, en 1828, il fut imité par l'un de ses amis qui ferma l'estuaire du Kérallé, dans la partie orientale de l'anse de Kernic. En 1849, on gagna également sur la mer les schorres s'étendant au sud de l'anse, lors de la construction de la digue de Pont Pouloudou. D'autres projets d'endiguement, comme la fermeture du goulet de

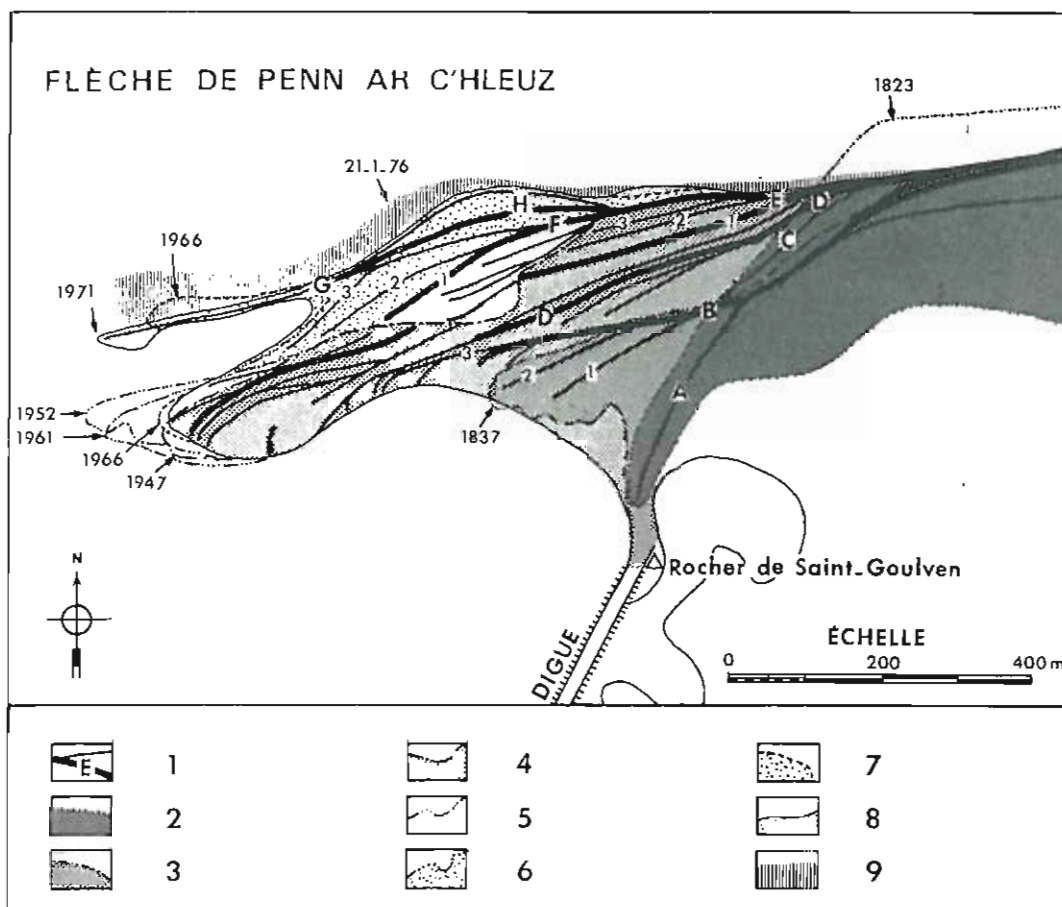


Kernic ou de la passe subsistant entre le littoral de Goulven et l'extrémité du sillon de Péleuz, devant les paluds s'étendant à l'ouest de l'anse de Goulven, ne furent pas réalisés par la suite, à cause de l'opposition des gens de mer qui mettaient leur bateau à l'abri dans l'anse de Kernic durant l'hiver, et du fait d'une érosion marine importante au niveau du sillon de Péleuz, après la construction de la digue de Goulven.

Les endiguements effectués dans la baie de Goulven, en affaiblissant l'effet de chasse s'exerçant au jusant au niveau des anses, ont perturbé l'équilibre des flèches sableuses et engendré un recul des rivages dunaires au centre de la baie. Après la construction de la digue de Goulven et de celles de l'anse de Kernic, on assista à une progradation des flèches de Penn ar C'hleuz et de Kernic. Dans le même temps, une vive érosion se manifesta au niveau des dunes de Enez Vras, au centre de la baie, ainsi qu'à l'enracinement du sillon de Péleuz où une brèche se forma dès 1829. Cette coupure apparaît sur la carte d'Etat Major levée en 1937, où l'on note également un déplacement vers l'ouest, ainsi qu'une progradation de l'extrémité distale de cette flèche. En 1878, le sillon était entièrement recouvert par les vagues, au moment des grandes marées. Du fait des prélèvements massifs opérés par les agriculteurs, qui venaient parfois de très loin y charger des amendements marins, et des extractions opérées en 1917, pour l'édification des bâtiments destinés à l'accueil des troupes américaines débarquant à Brest, le sillon continua à reculer en se tronçonnant. En 1947, sa partie médiane s'appuyait sur l'extrémité de la pointe de Kerguélen, mais cinq années plus tard, cette dernière était déjà 30 à 40 m. en avant des cordons résiduels et une microfalaise de 0,5 m. se développait dans les tangles qui s'étaient autrefois accumulées en arrière du sillon de Péleuz. Actuellement, il ne subsiste plus que deux petites flèches résiduelles, d'ailleurs partiellement protégées par des apports de matériaux, en avant de Falud Bian, au nord de la pointe de Kerguélen.

Au niveau de Enez-Vras, après la fermeture de l'estuaire de la Flèche, on a également constaté un recul important de la ligne de rivage, en particulier à l'ouest de la chapelle de Saint-Gouévroc où le trait de côte recula de 250 m. en 14 ans. L'îlot rocheux de Garreg Névez autrefois masqué par la dune apparut alors et l'érosion de celle-ci se poursuivit malgré quelques tentatives de protection. Les sables entraînés par une dérive littorale orientée vers l'ouest n'étaient plus remplacés par des apports nouveaux, à la suite de l'affaiblissement de l'effet de chasse s'opérant au jusant dans l'anse de Goulven, aussi la dune bordière dans la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz fut également peu à peu rongé par la mer et céda à la fin des années 70. Ce phénomène fut amplifié par des extractions massives d'amendements marins dans l'anse de Goulven et devant la pointe de Penn ar C'hleuz qui elle même perdit une centaine de mètres entre 1975 et 1980.

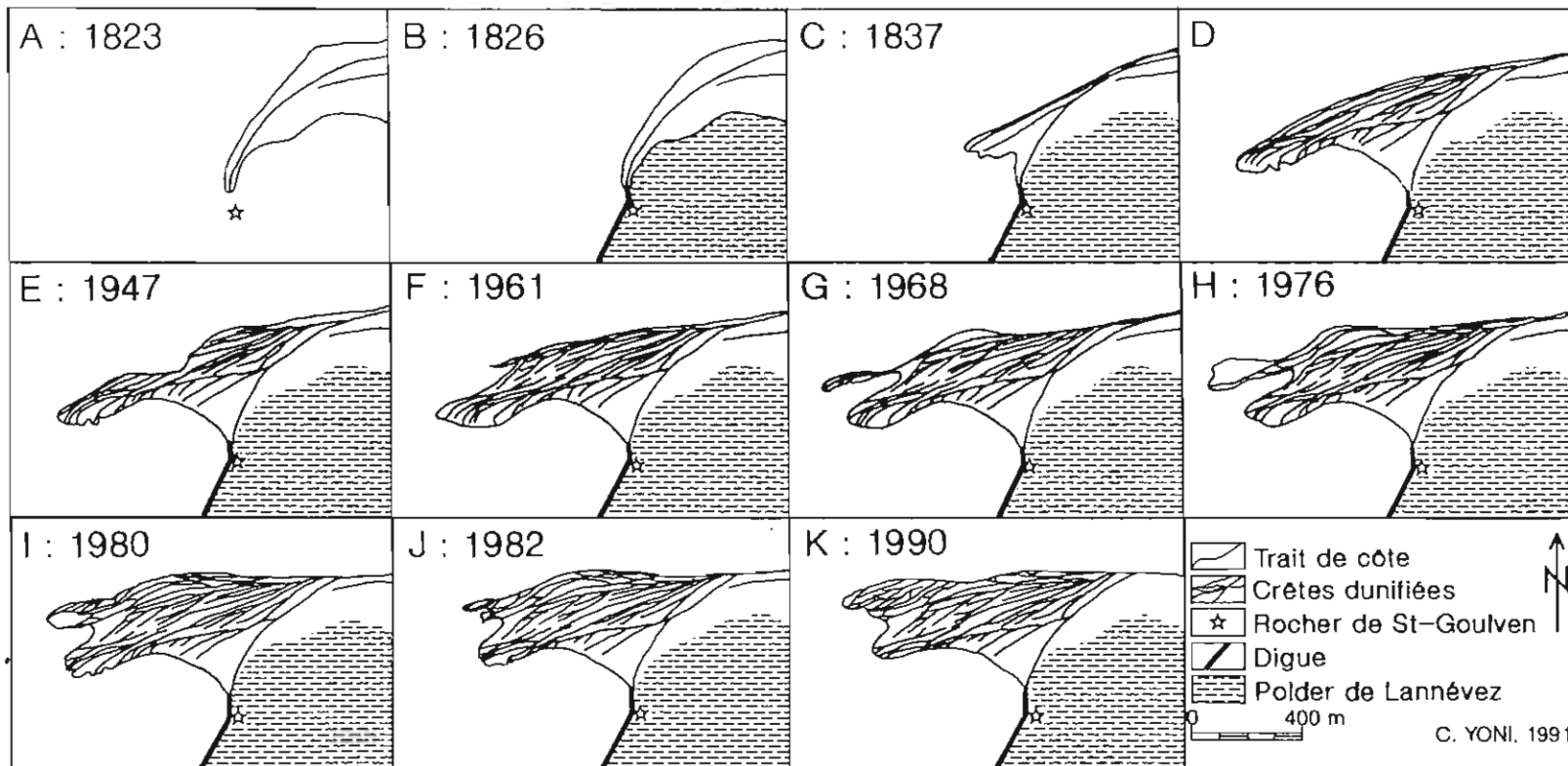
La progradation de la flèche de Penn ar C'hleuz, après la construction de la digue de Goulven fut d'abord limitée par la présence du sillon de Péleuz. Du fait de l'affaiblissement de celui-ci, en particulier après la première guerre mondiale, la pointe s'avança de plus en plus vers l'ouest, avec également un déplacement vers le nord, à la suite de la construction de nouvelles crêtes littorales en avant des précédentes. On peut y dénombrer actuellement plus de 25 rides d'altitude inégale. La plus élevée dépasse 5 m., tandis que les plus basses à peine marquées sur le terrain mais clairement visibles sur les photographies aériennes, ont souvent moins de 1 m. de hauteur relative. Ces crêtes irrégulièrement espacées forment un enchevêtrement inextricable pour l'observateur au sol qui ne peut guère en apercevoir que 4 ou 5 à la fois. Certaines lignes rectilignes ou largement arquées encadrent de larges couloirs, tandis que d'autres ne sont séparées que par d'étroits sillons, parfois discontinus, en forme de lunules plus ou moins étirées.



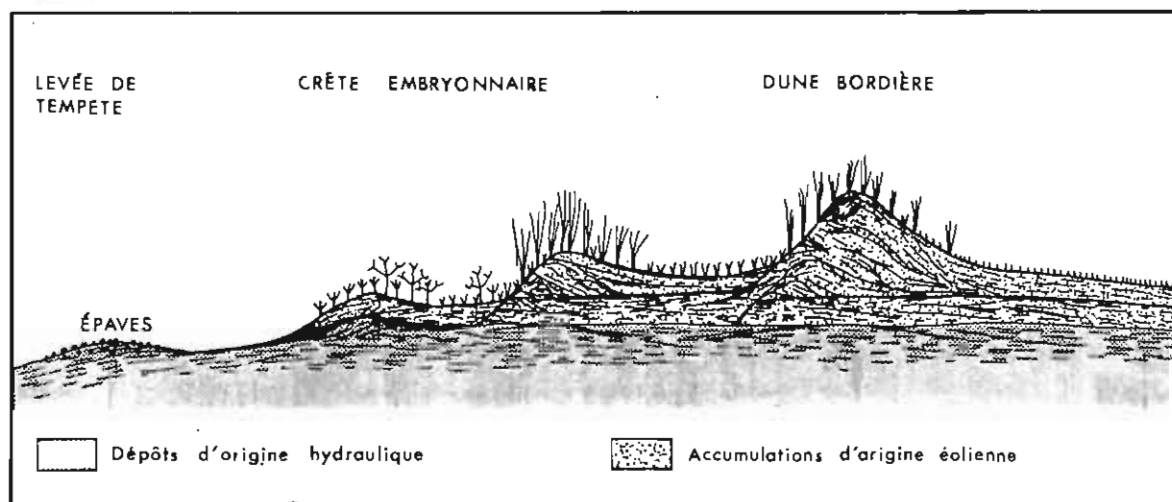
La flèche littorale de Penn ar C'hleuz : 1. Flèches littorales — 2. Trait de côte en 1823 — 3. Trait de côte en 1837 — 4. Trait de côte en 1947 — 5. Trait de côte en 1952 — 6. Trait de côte en 1961 — 7. Trait de côte en 1966 — 8. Tracé du littoral en 1971 — 9. Engraissement de la face septentrionale de Penn ar C'hleuz entre 1971 et le 21-1-1976.



Vue aérienne de la flèche de Penn ar C'hleuz, baie de Gouven, Bretagne.



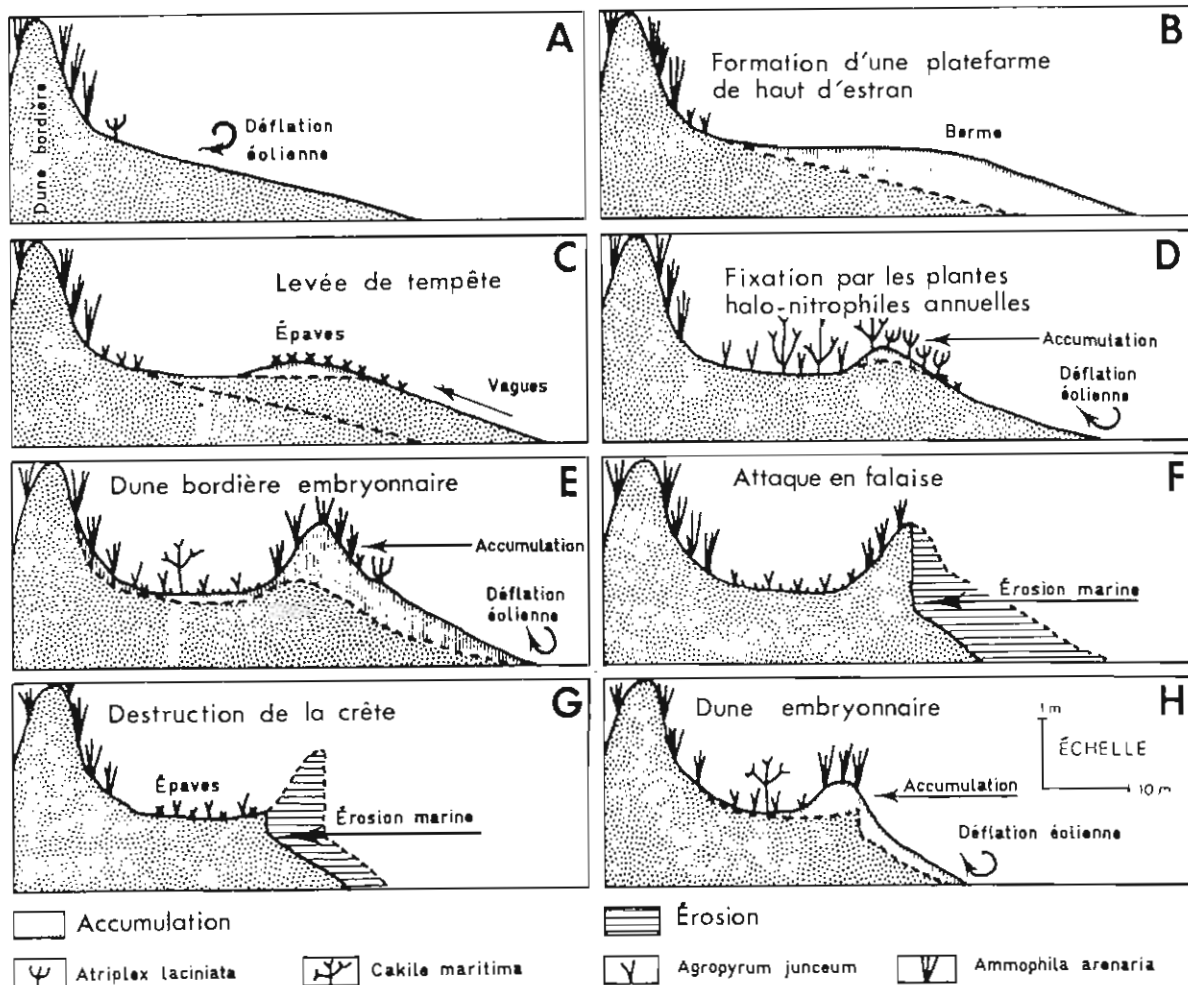
Evolution de la flèche de Penn ar C'hleuz depuis 1823.



Coupe d'une crête de plage dunifiée à l'extrémité de la flèche de Gouven.



Cette flèche de sable à crêtes multiples peut présenter des points communs avec quelques cordons composites de galets. On y observe très classiquement une migration du fulcrum qui sépare la partie érodée de la partie progradée; la première fournissant le matériel nécessaire à la construction de la seconde. Mais à l'inverse des cordons constitués de galets, les crêtes de sable ont ici des altitudes généralement plus élevées. Bien que des niveaux grossiers aient été remarqués dans la flèche de Kernic à des altitudes supérieures à celles atteintes habituellement par les vagues de tempête, il ne semble pas que les crêtes de Penn ar C'hleuz, en position abritée, aient été édifiées jusqu'à leur niveau actuel par la houle. Il paraît évident qu'elles n'ont pu s'élever que grâce à des apports d'origine éolienne. A l'extrémité de la pointe, où des crêtes sont actuellement tronquées par l'érosion marine, on remarque qu'elles sont constituées transversalement par des lits très courts à stratification oblique ou entrecroisée qui peuvent avoir jusqu'à 40 cm d'épaisseur. Ces dépôts, dont l'inclinaison peut atteindre 30°, sont typiquement éoliens. Ils reposent sur des formations à stratification plus régulière, dont la pente ne dépasse pas quelques degrés. Ces sédiments, dont le sommet ne s'élève guère au-dessus du niveau des plus hautes mers, présentent une hétérogénéité granulométrique plus grande que celle des matériaux de la crête. En outre, ils admettent de nombreuses coquilles et quelques galets. On peut donc admettre qu'il s'agit d'une assise édiflée par la mer, sur laquelle des sables éoliens se sont accumulés par la suite.



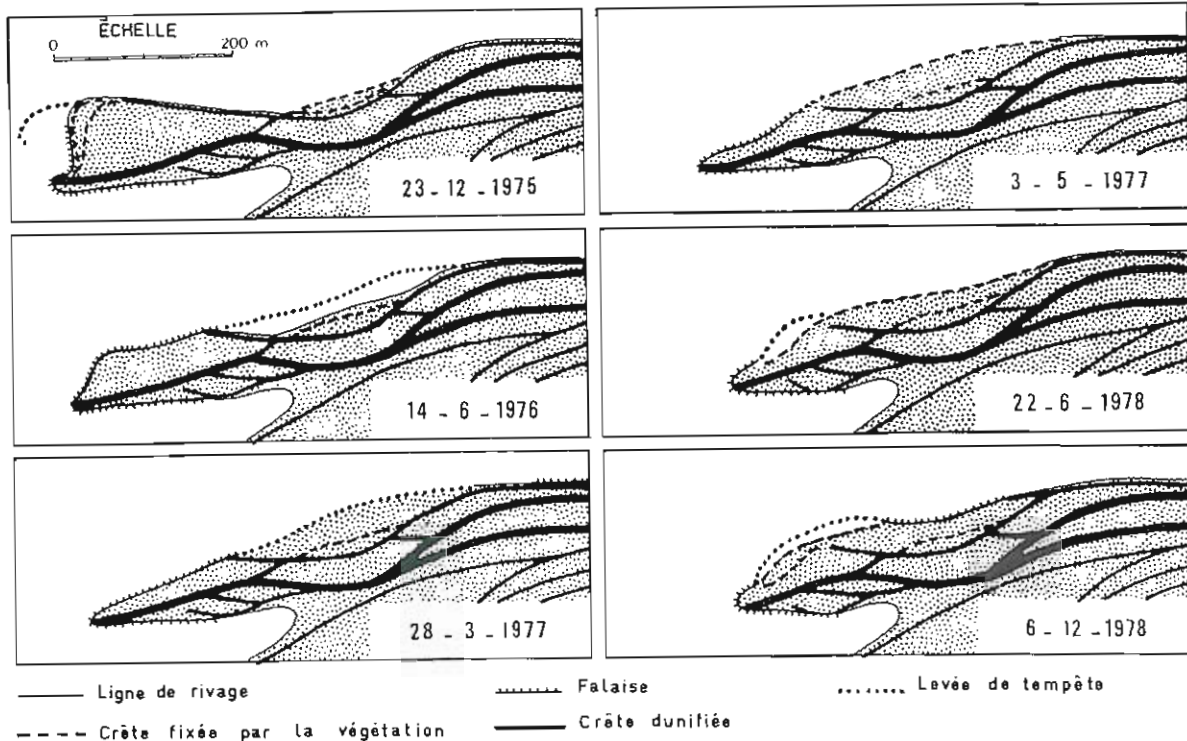
Les processus d'édification des dunes bordières.

Les sables entraînés par la dérive littorale, sur la face nord de la flèche de Penn ar C'hleuz, se disposent généralement en loupes convexes du fait de la présence d'un chenal à méandres divagants canalisant les courants de flot et de jusant sur l'estran. Ces plates-formes de haut estran peuvent atteindre 100 m. de largeur, mais habituellement elles ne dépassent pas 30 m. et présentent un profil fortement convexe. C'est à partir de telles assises que peuvent, dans certaines conditions, s'édifier des crêtes sableuses derrière lesquelles s'individualisent de légères dépressions pouvant rester ouvertes à l'une de leurs extrémités: crête de 1966. Lorsque la convexité du haut estran s'amplifie, les matériaux qui y sont rejetés lors des tempêtes forment un bourrelet protégé par les galets, les coquilles, les épaves, le varech et les mottes d'oyat apportés par la dérive littorale. Ce bourrelet ainsi protégé de la déflation éolienne, peut rapidement atteindre une hauteur de 0,20 à 0,50 m par rapport au niveau du fond de la dépression subsistant en arrière.

En morte eau, si les vents sont favorables, les épaves contribuent à la fixation de petites dunes en barkhanes de 0,30 à 0,60 m de hauteur. Ces édifices peuvent se réunir par coalescence, mais ils ne pourront se stabiliser que si des plantes psammophiles parviennent à les coloniser. Au printemps et au début de l'été, on voit généralement apparaître des plantes halo-nitrophiles annuelles comme *Atriplex laciniata*, *Cakile maritima* et parfois *Salsola kali*. L'extension de ces végétaux favorise l'accumulation des sables éoliens, mais leur fixation en hiver ne pourra être assurée que lorsque *Agropyron junceaum* aura occupé le terrain. Le développement de ce dernier, ainsi que celui de *Ammophila arenaria*, peut être accéléré par la présence de mottes arrachées aux falaises et enfouies à faible profondeur. Cette végétation herbacée à feuillage persistant permet alors à la sédimentation éolienne de se poursuivre en hiver. Le développement de ces plantes est maximal face au vent et leur enfouissement par le sable accélère encore leur croissance. Il en résulte une augmentation du volume de l'accumulation et une élévation rapide de la crête en altitude, jusqu'à ce qu'une autre crête se constitue en avant, ou qu'une phase d'érosion ne vienne entamer ou détruire le nouvel édifice. Ces phases érosives souvent liées à une modification du tracé des méandres du chenal de la flèche sur l'estran se traduisent dans le dessin du trait de côte par des concavités au fond desquelles la falaise peut atteindre 2 m de haut. Ces rentrants dès que le régime du chenal se modifie et que les apports dus à la dérive littorale redeviennent abondants se comblent peu à peu et la jeune falaise est rapidement fossilisée par les apports éoliens. La présence de végétation à son sommet piège le sable et son accumulation aboutit à l'édification d'une nouvelle crête dunaire épousant le tracé concave de l'ancienne falaise.

La vitesse de construction des crêtes n'est pas toujours uniforme, car le volume des apports varie dans le temps. Théoriquement une nouvelle crête pourrait se former tous les ans, mais cette durée est insuffisante pour qu'elle s'élève en altitude. Le sable dispersé par le vent, lors des tempêtes hivernales, se répand dans la dépression interne et va alimenter les crêtes élaborées antérieurement. La plate-forme de base continue cependant à s'élargir et dès que les conditions seront favorables on pourra voir une nouvelle crête s'élaborer vers sa limite externe. D'après les observations effectuées ces dernières années, il semble que le rythme de construction de crêtes dunaires bien individualisées soit de 3 à 5 ans. Cependant, beaucoup de ces levées ont disparu lors de phases d'érosion, ou à la suite des extractions menées par les agriculteurs. L'alternance de phases d'érosion et d'accumulation a abouti au façonnement de crêtes laniérées sinueuses, composées de tronçons concaves et convexes qui ne se sont pas formés dans les mêmes conditions. Ces levées peuvent localement être accidentées de sinuosités mineures correspondant à d'anciens couloirs de déflation.

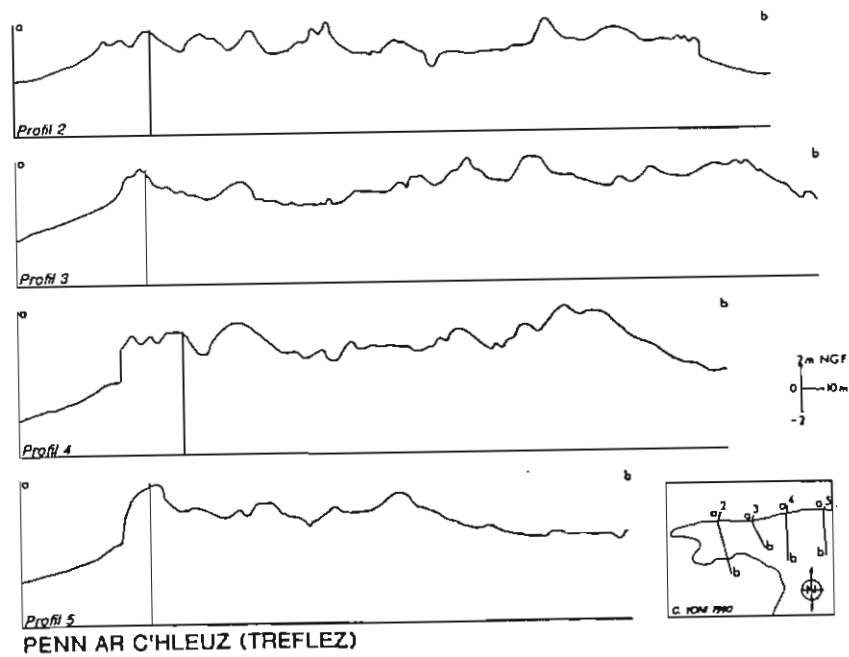




Évolution de la face nord de la pointe de Penn ar C'hleuz pendant une période d'observations de trois ans.

A partir des cartes anciennes et des photographies aériennes, on peut essayer de démêler l'écheveau des lanières et des crêtes tronquées se raccordant les unes aux autres. Depuis 1948, l'évolution a pu être retracée avec précision, mais antérieurement, il subsistera toujours des lacunes, car des phases d'érosion ont pu effacer totalement toutes les traces de certaines constructions. Quelques interventions humaines restent mal connues, en particulier le renforcement de la flèche de Penn ar C'hleuz par L. Rousseau, après l'invasion du polder de Lannévez en 1928. Il y eut également des tentatives de protection du trait de côte, dans la partie proximale de la flèche de Penn ar C'hleuz. Il n'en reste actuellement que des pierres s'alignant sur l'estran en avant du camping de la Sablière. Les Allemands ont également édifié des murs de protection devant leurs blockhaus, à l'ouest de Enez Vras et sur la face nord de la pointe de Penn ar C'hleuz.

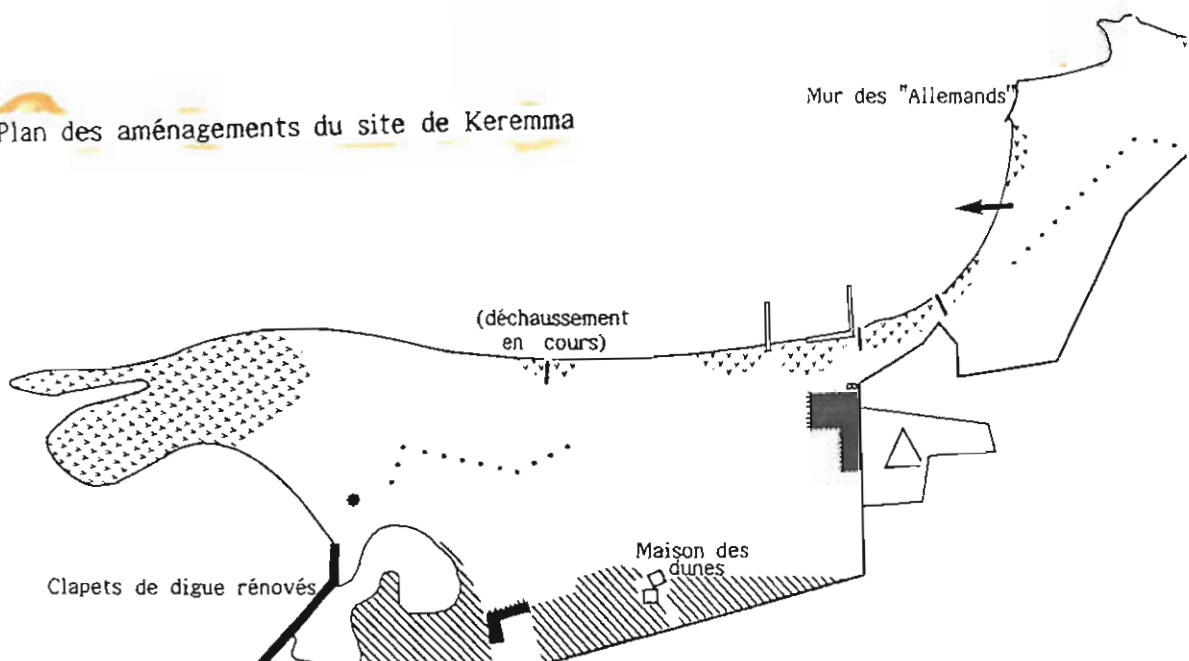
Après l'implantation du camping de la Sablière, la municipalité de Tréfléz constata que celui-ci était menacé d'invasion par la mer du fait de la destruction du bourrelet dunaire, là où la flèche de Penn ar C'hleuz s'enracinait aux dunes de Keremma. A chaque tempête, la ligne de rivage reculait de quelques mètres et les vagues franchissaient la micro-falaise. Les eaux marines envahissaient alors les chemins au nord du talus anti-char qui les canalisait en direction de l'étang de Goulven. Plus de 500 ha de terres agricoles, dans le polder de Lannevez, étaient également menacées de submersion, aussi, il fut décidé de construire un épi expérimental en enrochements, au nord de la limite occidentale du camping. Ce premier ouvrage édifié en 1980 permit une accumulation du sable sur sa face orientale. Ce stock sédimentaire repris par les vents d'ouest dominants permit à la dune de se reconstituer devant le camping et plus à l'est sur plus de 800 m, jusqu'à l'extrémité du mur de protection élevé par les Allemands. Dans ce secteur, en 10 ans, la ligne de rivage a progressé de plus de 50 m et la végétation a colonisé les nouveaux édifices dunaires.



Profils topographiques de crêtes dunifiées

Par contre, à l'ouest de l'épi, malgré la présence d'une protection frontale en enrochements, le recul du trait de côte s'est accéléré. Lors des tempêtes, la mer a continué à s'écouler vers l'étang et l'année suivante un nouvel épi a été implanté. Celui-ci, mal conçu et trop éloigné du précédent, n'a pas eu les effets escomptés. La mer a continué à passer entre les deux épis et l'érosion de la dune s'est accélérée encore plus à l'ouest, ce qui a provoqué l'isolement du deuxième ouvrage en avant du trait de côte. L'installation de brise-vent en lattes de châtaignier, entre les deux épis, a permis la reconstitution d'un bourrelet dunaire, et cette technique a également été appliquée plus à l'ouest, afin de constituer des réserves destinées à être consommées par la mer lors des tempêtes. Il a été ainsi possible de stabiliser le trait de côte et d'éviter les invasions marines en direction du polder de Lannévez.

Plan des aménagements du site de Keremma



La situation dans le secteur ouest de la baie a pu être améliorée en limitant les extractions de sable dans l'anse de Goulven. Cependant les quotas attribués aux agriculteurs ne semblent pas être respectés. Ceux-ci, à l'abri des regards, continuent à ouvrir de véritables carrières sur la face nord de la pointe de Penn ar C'hleuz, où le chenal de la Flèche est maintenant installé sur les limons périglaciaires. Ces derniers apparaissent également sur l'estran, plus au nord, au niveau de la station de char à voile. Lorsque cet équipement fut implanté, la plage était lisse, sans irrégularités. Désormais son niveau s'est abaissé, le sable est plus grossier et les ripple marks se sont creusés. La pratique du char à voile y devient difficile, voire impossible durant certaines périodes.

A l'est de la baie la situation est également préoccupante. La concavité de la flèche de Kernic tend à s'exagérer de plus en plus et le recul tend également à s'accélérer dans sa partie proximale. Ce déficit sédimentaire ne semble pas dû à la remontée contemporaine du niveau marin (13 cm depuis un siècle à Brest) mais plutôt aux extractions menées autrefois par un sablier entre les récifs, et également aux prélèvements massifs d'amendements marins, opérés dans l'anse de Kernic par les agriculteurs, avec la bénédiction d'experts et des autorités locales.

Comme dans l'anse de Goulven, on a oublié l'importance de la flèche de Kernic qui constitue un rempart de protection pour le parc résidentiel de Keremma installé sur de basses terres drainées au XIXe siècle. Ce littoral est en équilibre instable et réagit rapidement aux interventions anthropiques. Jusqu'à présent les forces naturelles ont réussi à maintenir la continuité de cette accumulation, malgré une fuite des sédiments qui restent piégés dans l'anse de Kernic et ne sont plus recyclés par le courant de jusant. En cas d'accélération du rythme des extractions, on peut craindre dans les années à venir un amaigrissement de la partie proximale de flèche de Kernic et même sa rupture, comme ce fut le cas pour le sillon de Péleuz et plus récemment pour la flèche de Penn ar C'hleuz.

#### Références bibliographiques:

HALLEGOUET (B.), 1981. Les crêtes littorales dunifiées du Massif Armoricaïn, France: Formation et évolution. *Géographie Physique et Quaternaire*, XXXV, 2, pp. 205-218.

HALLEGOUET (B.) et MOIGN (A.), 1976. Historique d'une évolution de littoral dunaire: la baie de Goulven (Finistère). Interactions entre forces naturelles et interventions humaines. *Penn ar Bed*, X, 84, pp. 263-276.

HALLEGOUET (B.) et MOIGN (A.), 1979. Progradation et érosion d'un secteur littoral sableux en Bretagne nord: Mesures et bilan. Publications du CNEXO, Actes de colloques n° 9: "Les côtes atlantiques de l'Europe, évolution, aménagement, protection" Brest, 15-16 mai 1979, pp. 45-54.

HALLEGOUET (B.), YONI (C.), BODERE (J.-Cl.), 1991. Evolution de la ligne de rivage en baie de Goulven depuis le XVIIIe siècle. Actes du colloque "Le littoral, ses contraintes environnementales et ses conflits d'utilisation", Nantes, 1-4 juillet 1991 (à paraître).

YONI (C.), 1990. Les dunes de Keremma - Baie de Goulven, Finistère - Evolution du milieu naturel depuis l'intervention du Conservatoire de l'Espace littoral et des Rivages lacustres. Mémoire de Maîtrise de Géographie, U.B.O., Brest, 2 vol., 445 p. (inédit).

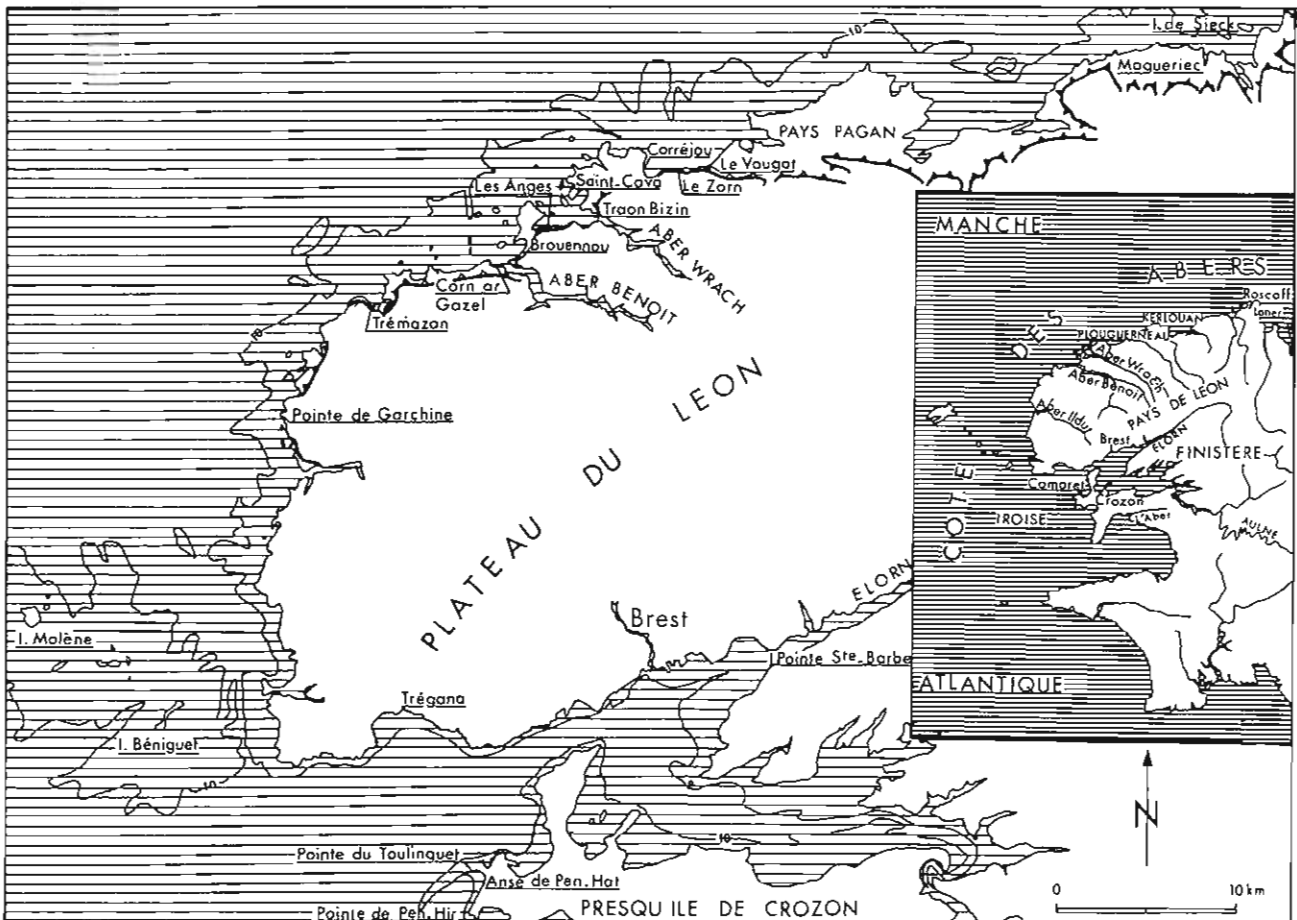


YONI (C.), 1991. Dynamique des estrans de la baie de Goulven (Finistère, France). Quelques approches méthodologiques. Mémoire de D.E.A. de Géographie, U.B.D., Brest, 2 vol., 196 p. (inédit).

YONI (C.), HALLEGOUET (B.) et BODERE (J-Cl.), 1991. Ouvrages de protection et artificialisation de la ligne de rivage dans le Pays Pagan (Finistère). Actes du colloque "Défense des côtes", Nantes, 17-20 octobre 1991 (à paraître).

### LES FORMATIONS PLEISTOCENES MARINES, DUNAIRES ET PERIGLACIAIRES DE LA COTE DES ABERS

La côte nord-ouest du Finistère, profondément échancrée par de petits estuaires, généralement appelés "Abers" ou "Rivière", se caractérise aussi par la présence d'une large plate-forme littorale à demi immergée, en partie fossilisée par des formations marines, dunaires et périglaciaires d'épaisseur inégale, qui laissent émerger des mamelons granitiques. Cette couverture atteint sa puissance maximale autour des écueils fossiles et au pied de l'abrupt limitant la plate-forme vers l'intérieur des terres. A l'est, vers Roscoff, les limons pléniglaciaires du Weichselien sont encore abondants, mais vers l'ouest, ils ne forment que des placages résiduels, pour disparaître sur les côtes de l'Atlantique. Les heads sous-jacents ont également un caractère restreint, surtout vers le sud, et cela a permis une bonne conservation des dépôts inférieurs.

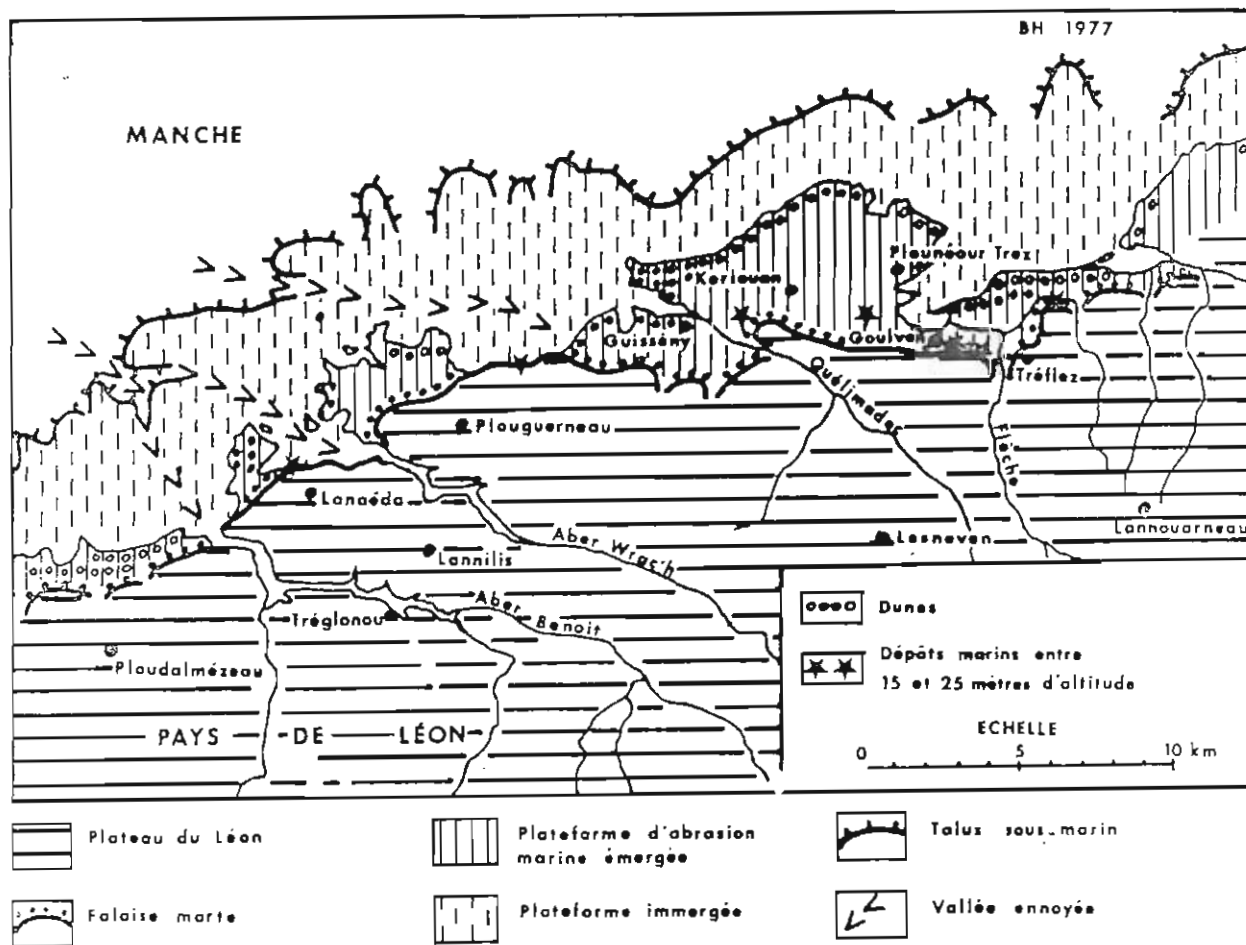


Situation.

Dans les îles et vers le rebord de la plate-forme littorale, au nord du Pays de Léon, les séquences marines sont en général peu développées, mais l'examen de la matrice des cordons anciens révèle cependant la succession de plusieurs phases transgressives, entre lesquelles une pédogenèse importante a pu se développer. Ces cordons, comme à Molène, sont

nabituellement directement superposés, mais à Béniguet, des lignes de blocs glaciels peuvent s'intercaler. Ces formations sont généralement tronquées par des heads à gros blocs, mais localement, elles peuvent supporter une dune ou des sols de type ranker.

Quand le niveau général de la plate-forme s'abaisse, comme entre Kerlouan et Plouguerneau, ou lorsque celle-ci est échançrée par les abers, les dépôts accumulés au pied de la falaise morte, au nord du plateau du Léon, sont alors attaqués par l'érosion marine. A l'entrée de la Manche, ou sur les côtes exposées, entre le Vougot et le Zorn, la mer a retrouvé à peu près le rivage qu'elle occupait avant la dernière glaciation. Mais dans les sites protégés des houles dominantes, par une pointe ou un îlot, en particulier à l'entrée de l'Aber Benoit et de l'Aber Wrac'h, elle n'a pas encore terminé le déblaiement de l'ancienne falaise. L'observation de ces dépôts révèle la présence de séquences marines et littorales bien développées, ainsi qu'une forte puissance du Weichselien ancien. Les sondages réalisés en pied de falaise, notamment à Brouennou, ont montré également l'existence de formations périglaciaires plus anciennes, conservées dans les zones déprimées de l'ancien platier.



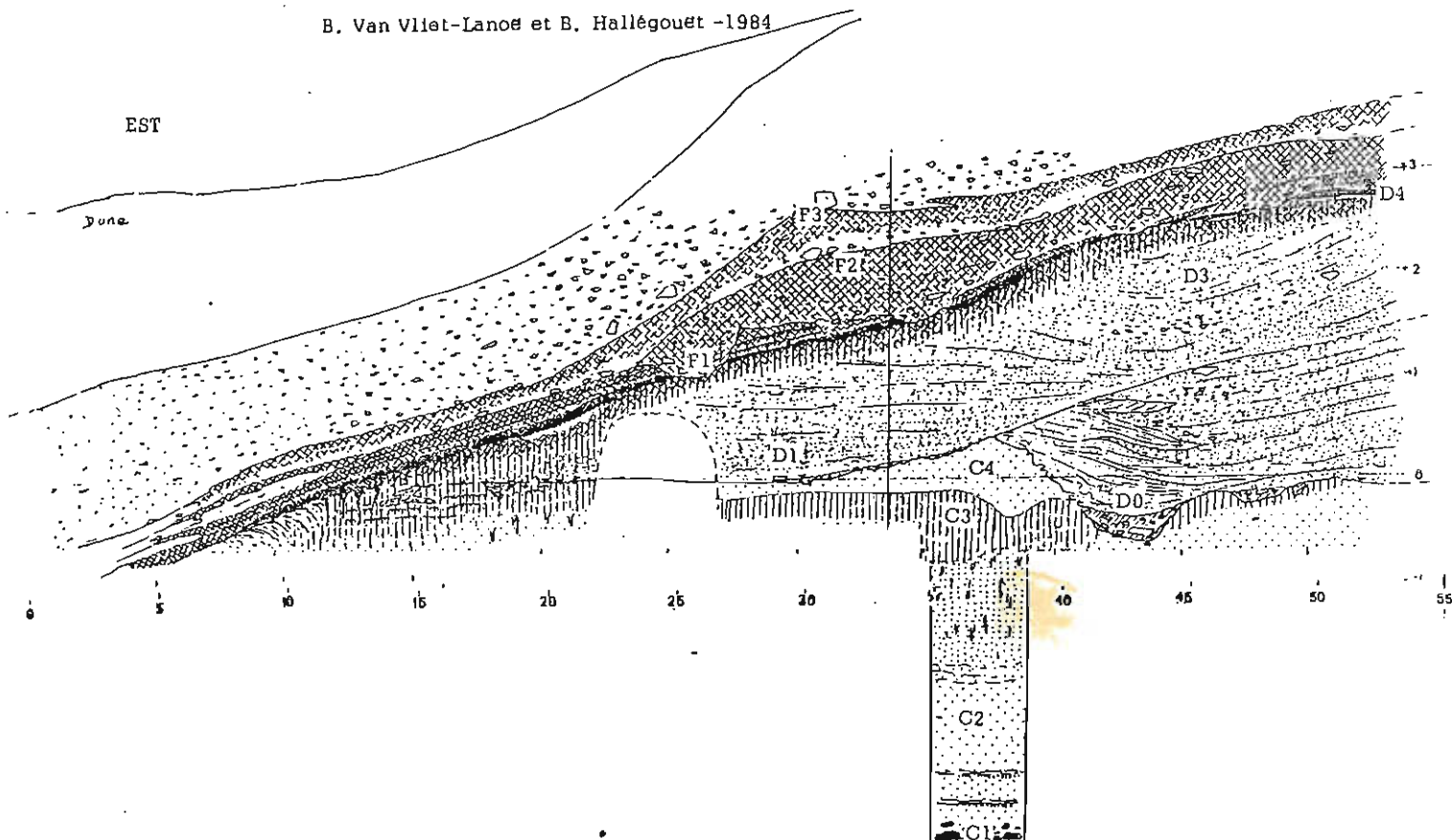
. Le Pays Pagan - Croquis morphologique

### LA COUPE DU VOUGOT

Au Vougot, au pied de la grande falaise morte du Pays Pagan, on observe à la base de la coupe et en sondage, un cordon de galets sur lequel reposent des sables d'origine marine et dunaire (C0 - C3). Ces sables sont ravinés à l'ouest, par des dépôts de ruissellement associés à de petites turbations, ainsi que par des heads caractérisés par une dominance du ruissellement avec cryoreptation active (D1), tandis que vers l'est, des fentes de gel apparaissent dans les sables marins inférieurs. Sur ces dépôts, un podzol évolué et hydromorphe s'est formé (D4). Il est bien développé à l'ouest, mais il s'étire et s'amenuise par cryoreptation à l'est. Près de la falaise, des coulées de head humifère et sableux, englobant de gros blocs se sont ensuite mises en place (E1). A leur sommet s'est installé un ranker cryptopodzolique (E2), mais ce sol a été en grande partie érodé par des heads humifères incorporant deux sols isohumiques (F), et par des heads à blocs, grossièrement stratifiés (G), admettant une petite phase de stabilisation associée à un sol brun légèrement lessivé. Au sommet de la coupe des heads limoneux se développent et latéralement, vers l'est, au niveau de l'estran, des limons avec leur réseau de fentes blanchies s'intercalent dans cette formation.

Coupe du Vougot : levé partiel - partie est.

B. Van Vliet-Lanoë et B. Hallégouët - 1984

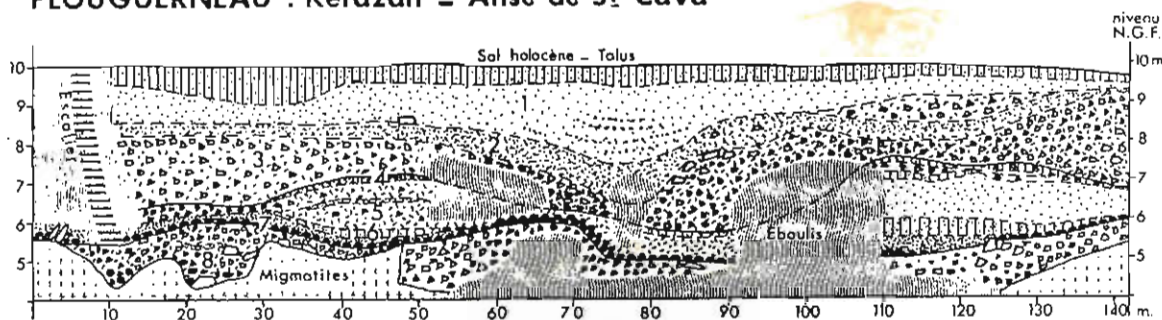


### LA COUPE DE SAINT-CAVA

Dans la presqu'île de Flouguerneau, au sud de l'anse de Saint-Cava, une coupe montre à sa base des galets frais épars à la surface d'un platier ancien, ou remaniés dans un head passant vers l'ouest à une arène litée limoneuse. Cette formation sur laquelle repose un niveau de galets (D2), présente en surface des phénomènes de compaction (effet conjugué de la peptisation par les sels et du swach, lors d'une transgression) qui ont été

remarqués également au Zorn, aux Anges et à Traon Bizin, à l'embouchure de l'Aber Wrac'h. Sur la plage ancienne s'est déposé un sable dunaire, où s'est formé un podzol évolué (D4) enfoui sous un sable limoneux arénacé. On observe ensuite un second sol podzologique (E3) fossilisé par une dune, elle même coiffée à l'ouest de la coupe, par des heads humifères incorporant trois horizons isochumiques (F). Vers l'est, ces formations sont érodées par des heads à blocs auxquels succède un limon graveleux, puis un limon à fentes blanchies.

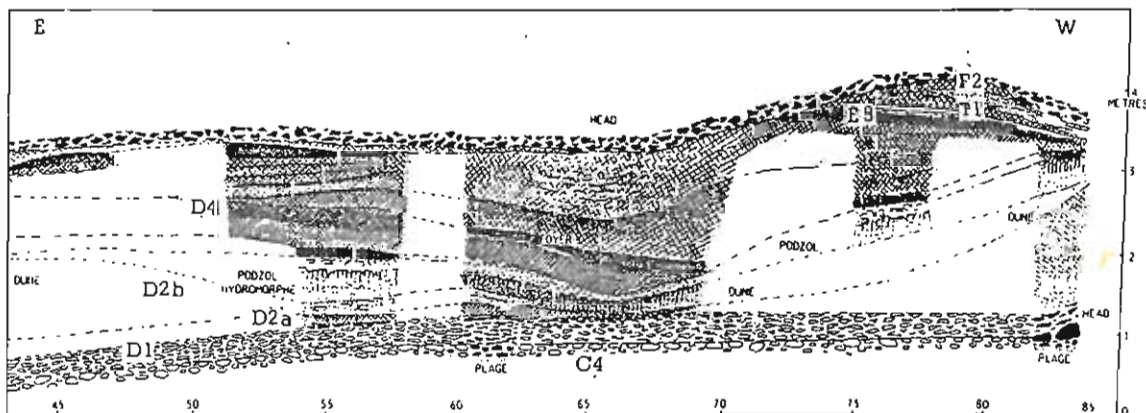
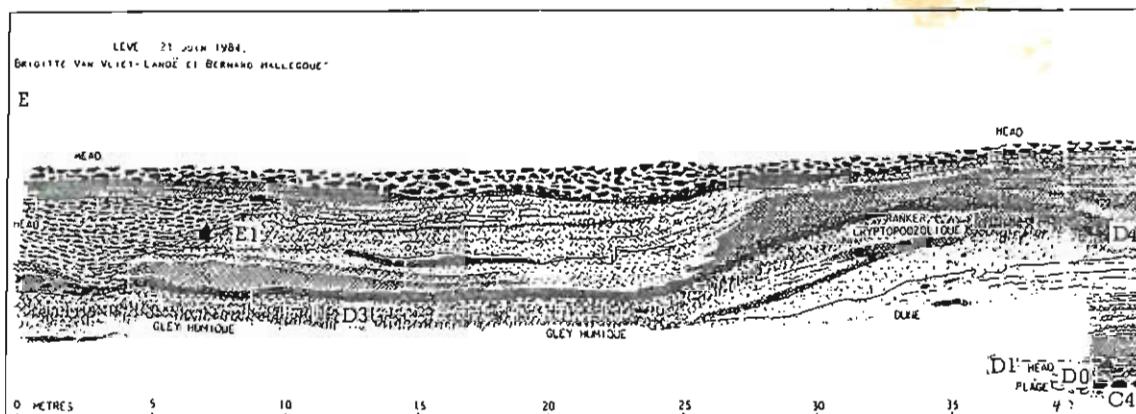
**PLOUGUERNEAU : Kerazan - Anse de St Cava**



**LA COUPE DE BROUENNOU**

Au sud de l'anse de Brouennou, à l'entrée de l'Aber Benoit, on observe à la base de la falaise ou en sondage, une plage ancienne transgressive (C0 - C5) reposant sur un platier ou sur des formations périglaciaires très anciennes occupant une zone déprimée, dans la partie centrale de la coupe (B). La partie inférieure du cordon a été affectée par une pédogenèse lors d'une phase de retrait de la mer, tandis que sa partie supérieure,

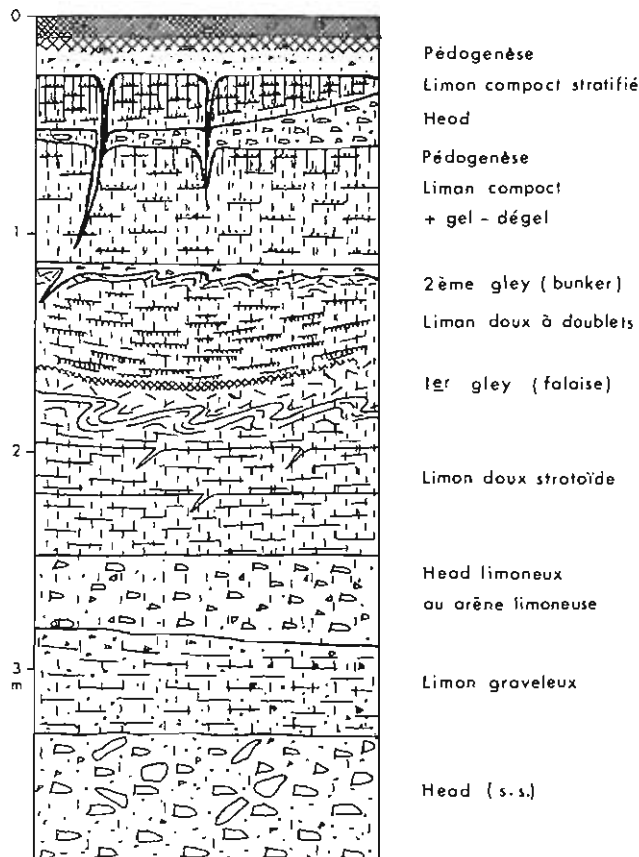
Coupe de Brouennou : levé partiel - partie ouest.





correspondant à une nouvelle pulsion positive, est infiltrée par un sol tourbeux. Celui-ci est raviné par un head (D1) caractérisé par la dominance du ruissellement et de la cryoreptation. A sa surface se développe un petit sol humifère sur lequel repose une dune (D2). Au sommet de cette dune, apparaît un limon arénacé avec de petits gélifracts, où s'est formé un podzol évolué avec hydromorphie importante, passant à un gley humique en zone déprimée (D4). Sur ce sol, un autre apport dunaire remanié par cryoreptation et mêlé de head, présente quelques involutions (E1). Ensuite un ranker cryptopodzolique (E2) s'est installé, mais il est raviné par des heads humifères (F), avec structures de gélifluxion, intégrant deux sols isohumiques (à l'est). Ces heads sont en grande partie érodés par un complexe de heads à blocs et à matrice limoneuse plus ou moins abondante (G), au sommet duquel on observe des limons stratifiés (H). Leur base correspond à un limon doux à légère stratification, auquel succède un limon doux à doublets passant vers le haut à un faciès de gley de toundra étiré par solifluxion et à un limon compact géliflué avec structures lamellaires grossières de type gel-dégel, associé à un réseau de fentes blanchies. Ces limons sont ravinés localement par une coulée de head sur laquelle se développe une nouvelle formation limoneuse présentant un second réseau de fentes blanchies, plus profondes que les précédentes et associées à un fragipan. Le sommet des limons est affecté par la pédogenèse post glaciaire.

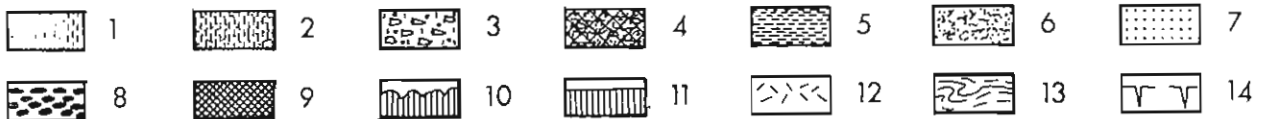
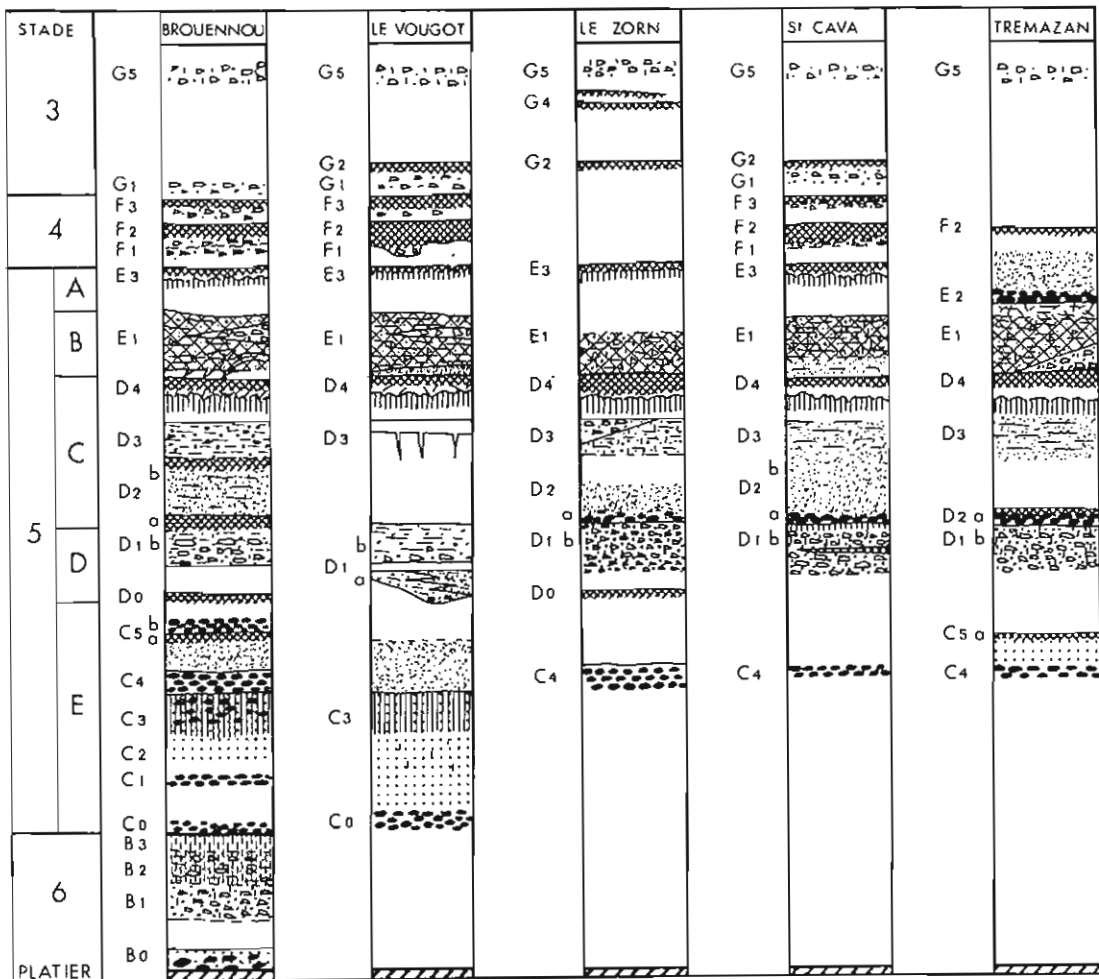
BROUENNOU : LIMONS



Brouennou — Les limons supérieurs.

INTERPRETATION STRATIGRAPHIQUE ET IMPLICATIONS PALEOCLIMATIQUES.

D'un site à l'autre, plusieurs successions d'événements sont reconnaissables et des séquences climatiques homologues peuvent être définies. Certaines unités caractéristiques ont été observées presque partout, tandis que d'autres formations bien individualisées n'apparaissent que dans des sites privilégiés, du fait de leur position topographique. Elles ont été replacées dans le cadre stratigraphique général, en tenant compte de l'ensemble des arguments lithologiques, pédologiques, archéologiques et morphologiques. Les phases reconnues traduisent l'évolution du climat depuis l'optimum climatique du Dernier Interglaciaire, mais elles indiquent également les variations du niveau marin sur la plate-forme littorale.



Unités lithologiques et pédostratigraphiques.

- 1 : limon; 2 : limon sableux; 3 : head à blocs; 4 : head sableux remaniant le « podzol principal »; 5 : vase colluviale; 6 : sable dunaire; 7 : sable marin; 8 : galets marins; 9 : horizon humifère; 10 : horizon spodique; 11 : horizon B textural; 12 : horizon à gley; 13 : cryoturbations; 14 : fentes de gel.

Le complexe marin éémien (5E) : unités C0 à C5.

Le complexe marin attribué à l'Éémien s.s. est particulièrement bien conservé dans un grand nombre de sites de la côte des Abers. Il est en général composé d'un niveau de galets, transgressif sur un platier ou des heads plus anciens, et d'une masse sableuse intercalée de petites pédogenèses, comme c'est le cas à Brouennou.

A Brouennou, un niveau de stabilisation important, dû au retrait de la mer éémienne est observable vers 4 m (N.G.F.). Il est suivi d'un nouvel épisode transgressif, et le cordon supérieur (C5) est infiltré, en dépression, par un sol tourbeux. Au Vougot, le retrait de la mer est associé à la mise en place d'une dune régressive.

Le premier refroidissement (5D) : unité D1.

En exposition nord, peu après la régression de la mer, les formations marines et littorales éémiennes se sont faites inciser et enfouir par des dépôts de ruissellement associés à de petites turbations, qui passent progressivement à des heads à gros blocs en pied de falaise et deviennent de plus en plus limoneux vers le haut (Le Vougot - D1). Ces heads sont caractérisés par une prépondérance du ruissellement, bien que la cryoreptation y soit également active. Sur la plate-forme à écueils, à Saint-Cava, ils peuvent prendre l'allure d'une arène litée.

L'importance du refroidissement correspondant à cette phase peut être quantifiée par une pénétration du gel de 30 cm en moyenne. Les fentes de gel du Vougot ont pu se former lors d'hivers plus rigoureux. La température moyenne annuelle devait alors s'établir aux alentours de +2°C, avec des étés frais et humides (Norvège septentrionale).

Le premier interstade (5C) : unité D2 à D4.

Le radoucissement du climat est attesté par la présence de petits sols humifères brunâtres au sommet du head. Le niveau de la mer est remonté progressivement, pour culminer vers 5-6 m (N.G.F.). Cette transgression est responsable de l'érosion et de la compaction des formations périglaciaires antérieures, comme à Saint-Cava. Dans les sites où le cordon de retrait éémien devait être important (Brouennou), cette phase est attestée par un sable dunaire. Ces dépôts littoraux sont presque toujours recouverts par une formation de versant peu typée, correspondant à un nouveau refroidissement et à une régression (D3). C'est l'événement de Brouennou.

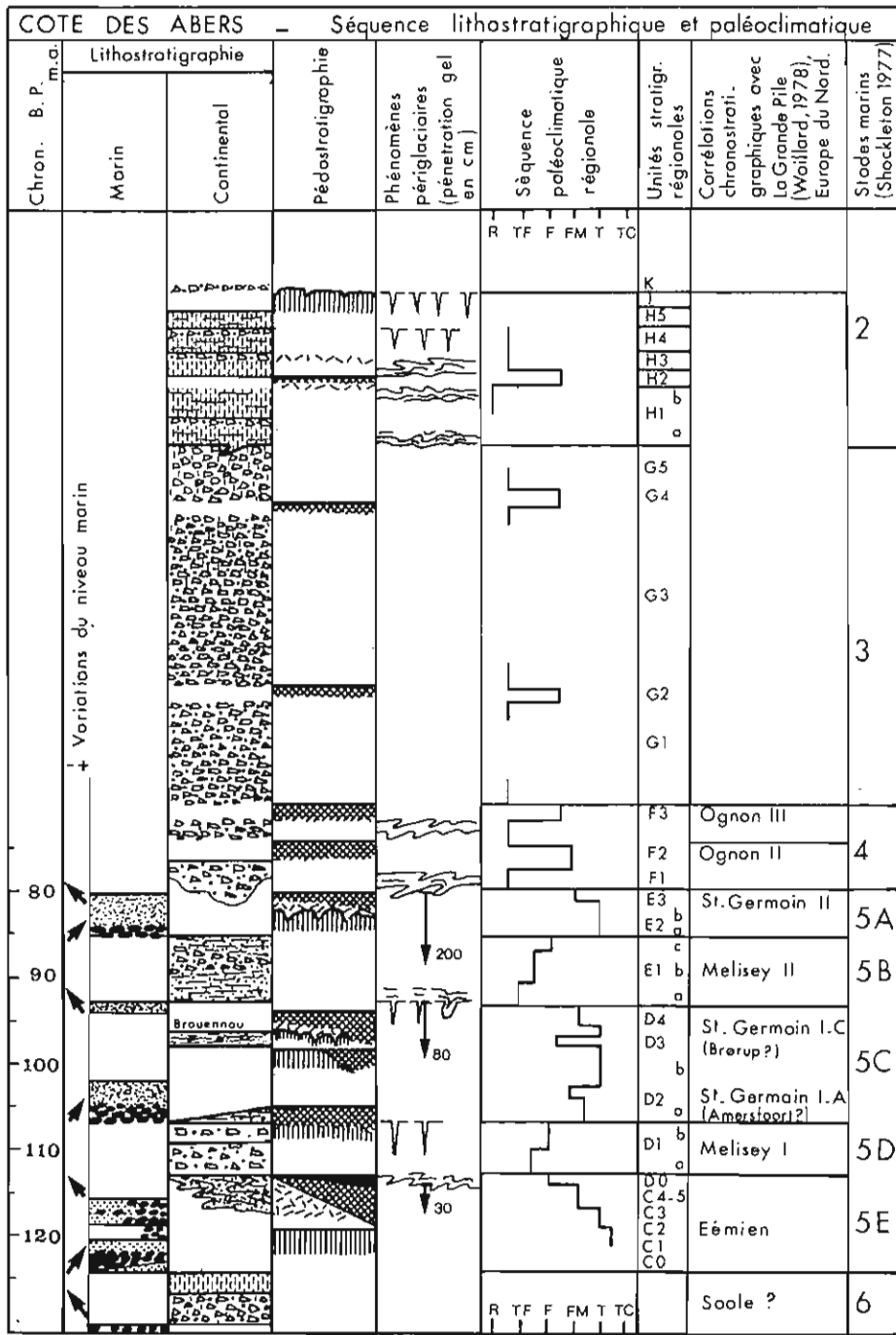
Cette formation est affectée par une podzolisation intense et très hydromorphe en exposition nord (fin de pédogenèse) qui s'avère être l'un des traceurs les plus fiables à l'échelle régionale : "Podzol principal". L'importance de l'hydromorphie démontre l'existence d'une saturation hydrique importante, imputable à la présence de congères de neige au pied de la falaise morte de la façade septentrionale du Léon.

La séquence climatique représentée par ces formations suggère les phases suivantes:

- installation d'une pelouse d'aspect alpin sur les heads (moder),
- brunification et lessivage d'argile en milieu tempéré frais,
- développement de la pelouse ou de la lande atlantique à conifères, après un petit accident climatique (événement de Brouennou) dans des conditions évoquant déjà le climat écossais.

Mis à part la phase initiale et la phase hydromorphe, les conditions climatiques à cette époque ont dû être très voisines de la situation actuelle (Sub-atlantique).





**Séquence lithostratigraphique et paléostratigraphique régionale.**

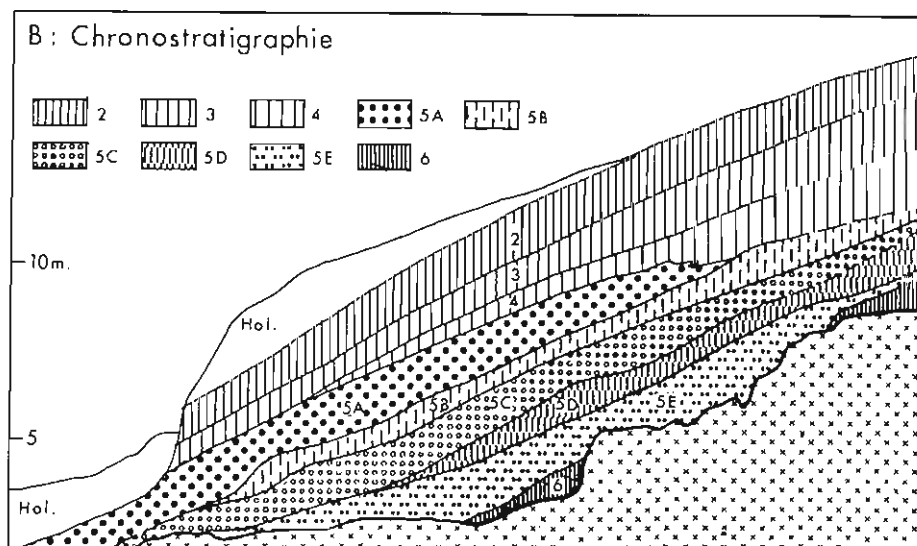
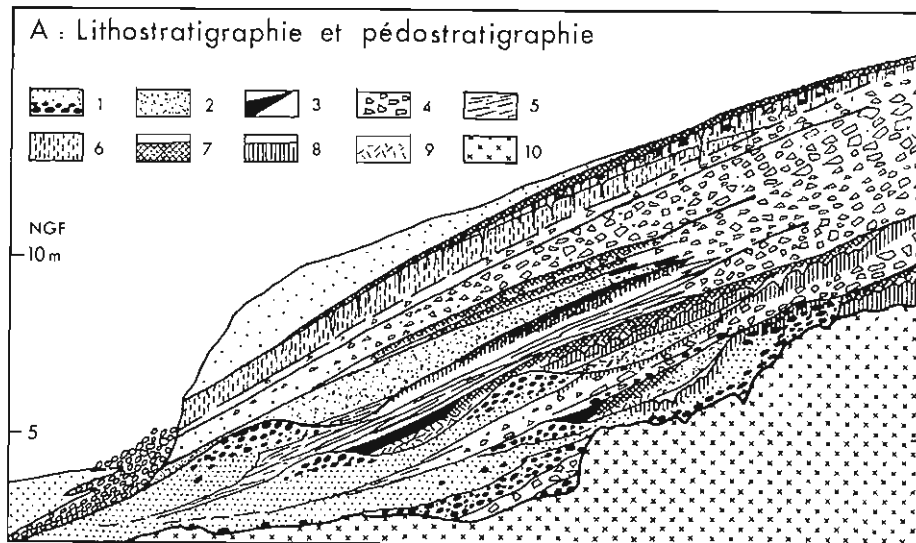
1 : limon; 2 : head limoneux ou graveleux à blocs; 3 : head sableux ou limoneux; 4 : niveau lacustre; 5 : sable dunaire; 6 : sable et galets marins; 7 : horizon humifère; 8 : horizon glyifié; 9 : horizon spodique; 10 : horizon B textural; 11 : cryoturbations; 12 : fentes de gel; 13 : transgression; 14 : régression.

Séquence paléoclimatique : R : rigoureux; TF : très froid; F : froid; FM : froid modéré; T : tempéré; TC : tempéré chaud.

Le deuxième refroidissement (5B) : unité E1.

Par la suite, une nouvelle dégradation du climat, accompagnée localement par un dépôt régressif de sable dunaire, s'installe brusquement. Cette phase est bien marquée à Brouennou, où le "podzol principal" (D4) est presque toujours flué par cryoreptation avec formation de petites fentes de gel à son sommet. Sur ce site, l'essentiel de cette unité où s'intercalent souvent des coulées de head à gros blocs à proximité de la falaise, est constitué de sables dérivés d'apports éoliens souvent limoneux, humifères et riches en charbon de bois. Ces sables généralement bien stratifiés, sont affectés par une cryoreptation très importante et des involutions associées parfois à des blocs.

Cette formation constitue avec le "podzol principal" le faciès lithostratigraphique le plus typé et le plus constant des côtes septentrionale et occidentale du Finistère, mais elle est mal conservée en exposition sud. La pénétration du gel y est plus importante que lors du premier refroidissement et les traces de ségrégation de glace s'observent en moyenne jusqu'à 0,80 m de profondeur. A cette époque, la température moyenne annuelle devait osciller autour de 0°C, avec des hivers froids et neigeux.



Les formations pléistocènes de la côte des Abers — Interprétation générale.

A : 1 : galets et sable marins; 2 : sable dunaire; 3 : dépôts lacustres; 4 : head; 5 : head sableux; 6 : limon; 7 : horizon humifère; 8 : horizon  
B : 9 : gley; 10 : substratum. B : pour les symboles se référer à la figure précédente.

Le deuxième interstade (5A) : unité E2.

En exposition nord, il s'est développé une pédogenèse de type ranker cryptopodzolique, ou podzol humo-ferrique: Brouennou, Vougot, Saint-Cava. Durant cette période, la pédogenèse est beaucoup plus faible que dans l'interstade précédent (5C). L'hydromorphie pratiquement inexistante atteste de conditions nettement plus sèches que durant le premier interstade, du moins pendant la période estivale. Les conditions climatiques de cet interstade rappellent le climat du sud de la Finlande et de la Suède, avec des températures moyennes annuelles voisines de 5-6°C et un gel hivernal avoisinant 0,50 m de profondeur. Cette séquence se termine parfois par une dune régressive non altérée.

Les heads humifères (4) : unité F.

Ces dépôts, sur la côte nord du Léon, érodent les formations précédentes, mais ils disparaissent assez rapidement lorsqu'on s'éloigne des reliefs. Ce sont des heads à blocs, à matrice limoneuse, avec des structures de gélifluxion, et ils incorporent deux sols isohumiques. Ils marquent un refroidissement très important du climat, avec une température moyenne annuelle vraisemblablement voisine de -2°C. Au début de cette phase froide, la pénétration du gel était profonde (2 m), mais il n'y a pas d'évidence de pergélisol. Les sols isohumiques associés correspondent à des sols de prairie continentale arctique de type tundra boisée, apparaissant durant de courts interstades à été frais.

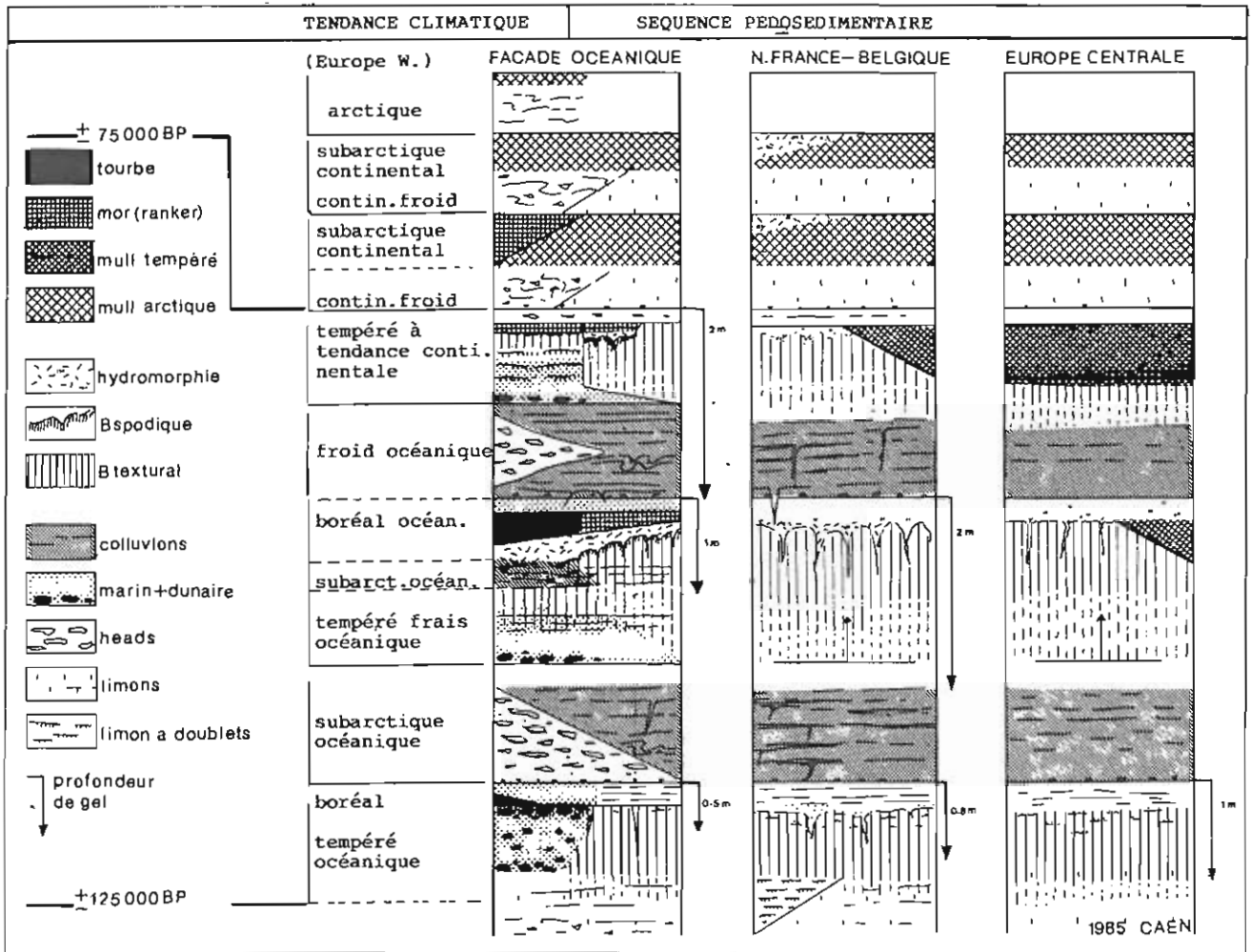
Les heads à blocs (3) : unité G.

Cette formation grossièrement stratifiée est généralement composée de langues successives avec des passées parfois lavées et d'autres enrichies en fines correspondant à une structure granulaire de gélifluxion. D'une manière générale cette formation est particulièrement bien développée sur les versants exposés au nord. Son extension en avant des falaises fossiles excède rarement plus de 300 m. Vers l'aval, les coulées s'appauvrissent progressivement en blocs, tandis que leur texture devient de plus en plus fine et que leur pente diminue. La partie supérieure de cette unité passe souvent à un limon à forte charge arénacée. La formation des heads à blocs correspond à un climat froid, à très froid, encore relativement nival, entrecoupé de brefs réchauffements pendant lesquels des sols isohumiques ont pu se développer (Saint-Cava).

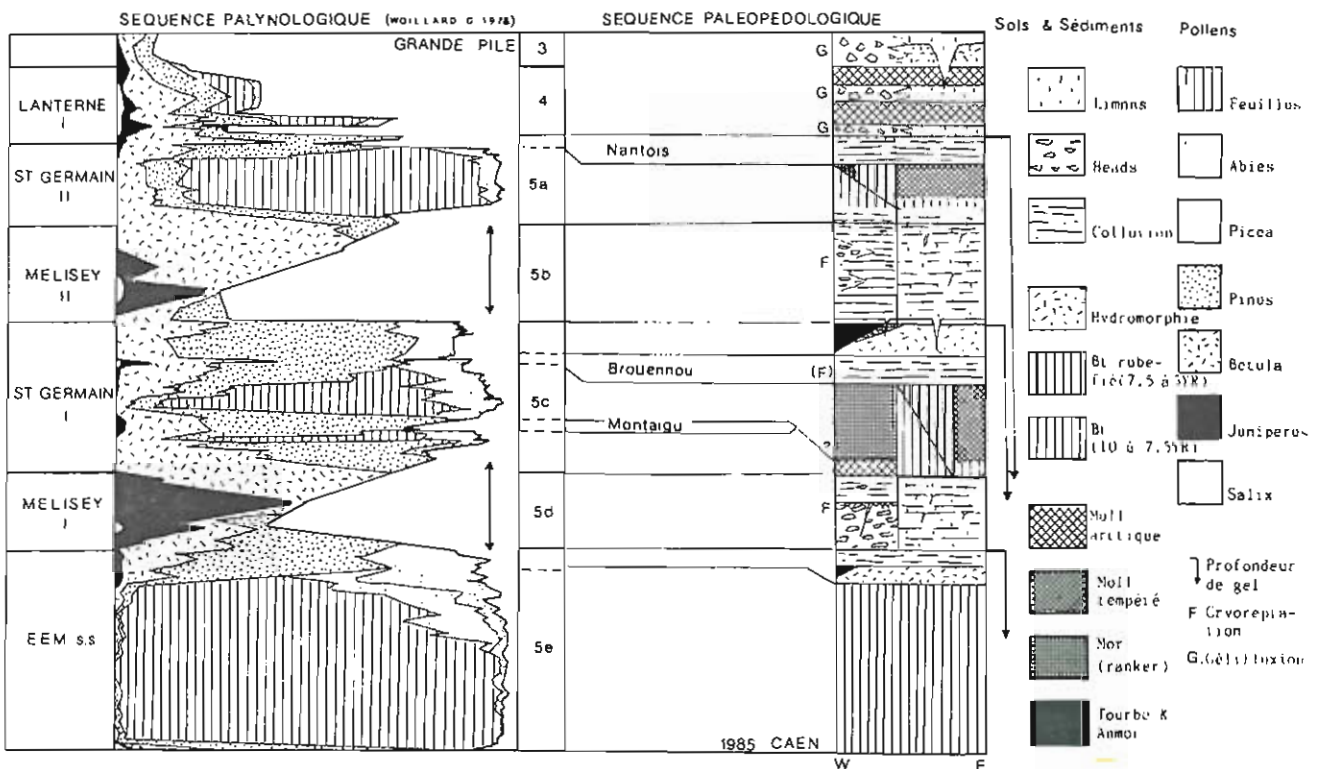
Les limons stratifiés (2) : unité H.

Cette formation d'origine éolienne, peut atteindre 3 m de puissance dans l'est du Léon. Elle est presque partout décarbonatée et se compose de limons doux plus ou moins stratifiés, comprenant à Brouennou au moins quatre unités lithostratigraphiques distinctes interrompues par des niveaux d'érosion associés à des passées caillouteuses, ou se terminant par de petits sols hydromorphes de tundra étirés par la solifluxion. Vers le sommet de cette formation, un premier réseau de fentes de gel atteint 0,60 m de profondeur. Il est recoupé par d'autres fentes plus profondes, associées à un fragipan, et descendant jusqu'à 1,50 m.

La mise en place de ces dépôts correspond à une nette évolution du climat vers des conditions plus froides et plus sèches, durant lesquelles le ruissellement sur les versants et l'écoulement dans les talwegs a dû être réduit. Le niveau de la mer était alors au plus bas et le vannage éolien des sédiments des fonds de la Manche occidentale s'est traduit alors par des apports limoneux abondants sur les reliefs du nord-ouest de la Bretagne.



Séquences pédosédimentaires enregistrées dans les trois provinces considérées, Europe Continentale, Europe Océanique et façade océanique.



Essais de corrélation entre la Grande Pile (palynologie) et les séquences pédosédimentaires de l'Europe Occidentale. Nb. Les stades Mélisey I et II ont été étirés et la légende adaptée afin de faciliter la lecture des relations sols/végétation.

Références bibliographiques :

HALLEGOUET (B.), 1971. Le Bas Léon (Finistère). Etude géomorphologique. Thèse 3e cycle, U.B.O. Brest, 347p.

HALLEGOUET (B.) et VAN VLIET-LANOE (B.), 1986. Les oscillations climatiques entre 125 000 ans et le maximum glaciaire, d'après l'étude des formations marines, dunaires et périglaciaires de la côte des Abers (Finistère). Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 23, 25-26, pp. 127-138.

VAN VLIET-LANOE (B.), 1986. Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 B.P.). Variations de faciès et signification paléoclimatique du sud de la Pologne à l'ouest de la Bretagne. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 23, 25-26, pp. 139-150.

## VALLEE DE L'ABER ILDUT

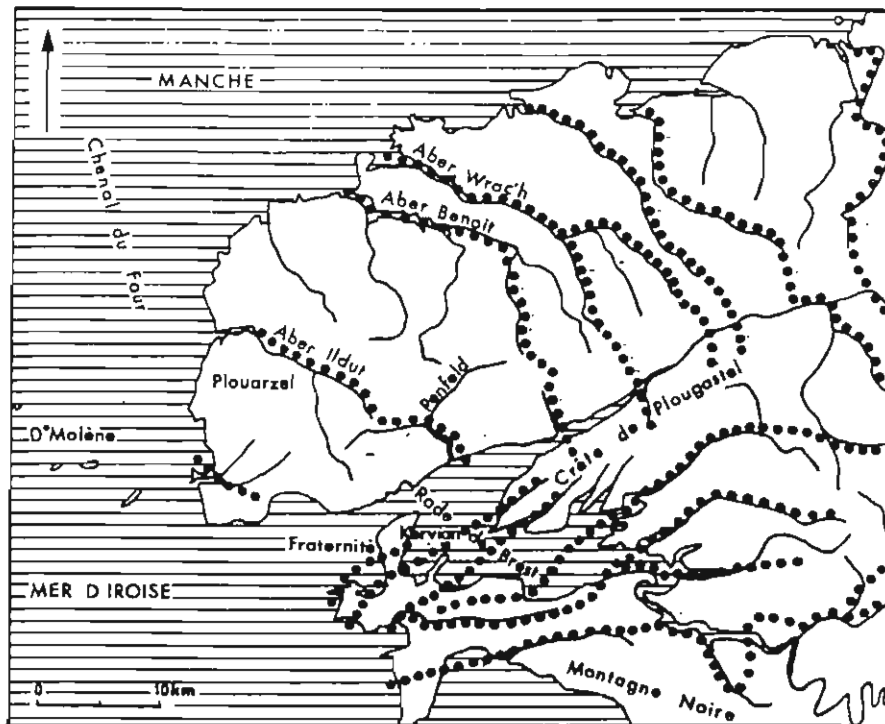
### Histoire de la vallée.

Les travaux miniers menés dans le flat alluvial de l'Aber Ildut, au nord-ouest de Brest, à partir du début des années 60, ont fait progresser les connaissances sur cette vallée et sa longue histoire qui débute il y a plus de 35 Ma. Il s'agit d'une vallée morte, creusée autrefois par un cours d'eau drainant un bassin versant correspondant sensiblement à celui des rivières débouchant actuellement dans la rade de Brest. Cette large entaille à travers le plateau du Léon n'avait pas échappé à R. Musset qui avait noté que la Penfeld, coulant en sens inverse de son cours actuel, se prolongeait par l'Aber Ildut et que le cours supérieur du fleuve primitif n'était plus visible, du fait de l'envahissement de la rade de Brest par les eaux marines. Plus tard, A. Guilcher remarquait l'existence de dépôts de galets dans le seuil de séparation entre l'Aber Ildut et la Penfeld, mais n'envisageait pas une grande extension du bassin supérieur de l'Aber Ildut au delà de la Penfeld.

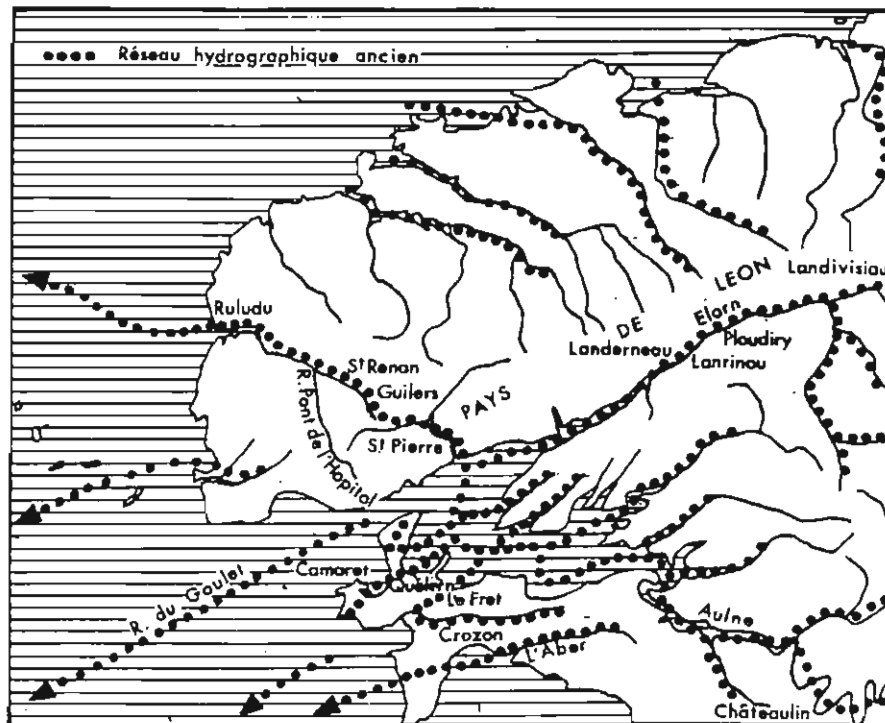
Après l'exploitation des flats stannifères correspondant à des alluvions pléistocènes, de nouvelles recherches furent menées pour évaluer les réserves de sable et de granulats au fond de la vallée, en amont des granites minéralisés en cassitérite. Ces explorations montrèrent la présence d'affleurements de sables marins et de sables intensément éolisés vers la ligne de partage des eaux, entre les bassins de l'Aber Ildut et de la Penfeld. Des campagnes de sondages permirent de découvrir en profondeur des niveaux d'alluvions caractérisés surtout par l'abondance de galets de grès armoricain et de quartzite ne pouvant provenir que du synclinorium de la rade de Brest et des Monts d'Arrée. L'abondance de pyrophyllite, minéral argileux caractéristique de certains étages du Paléozoïque de la rade de Brest, permettait également de confirmer l'hypothèse d'un bassin versant s'étendant à l'origine au sud du socle léonard.

Grâce à la présence de niveaux organiques, il a été possible de dater ces alluvions de l'Oligocène inférieur et les assemblages palynologiques ont montré qu'à cette époque la rivière était bordée d'importants marécages où se développait une végétation herbacée et arbustive, au delà de laquelle s'étendait, sur un substrat plus sec, une zone forestière. Localement des bois fossiles lignitifiés, silicifiés ou pyritisés ont été mis au jour, lors de l'ouverture de carrières à ciel ouvert au fond de la vallée (châtaignier, conifères de la famille des pins sylvestres et des cupressacées), ainsi que des niveaux renfermant des microfossiles d'origine marine correspondant à de petites transgressions qui ont atteint à cette époque 35 m. d'altitude au moins. Episodiquement la partie inférieure de la vallée a donc pu fonctionner en ría et il semble bien que le niveau marin était alors assez instable. L'architecture des dépôts est très complexe et plusieurs trains de méandres fossiles, se recoupant et déterminant la présence d'îlots rocheux au milieu du flat, ont pu être mis en évidence.

Les lits organiques des sablières de Pont Corf trouvent place au Stampien inférieur au niveau de l'argile verte de Romainville. Ils sont contemporains des argiles du fossé de Saint-Jacut du Mené, en Bretagne centrale, mais un peu plus récents que les dépôts des gisements de Laval et

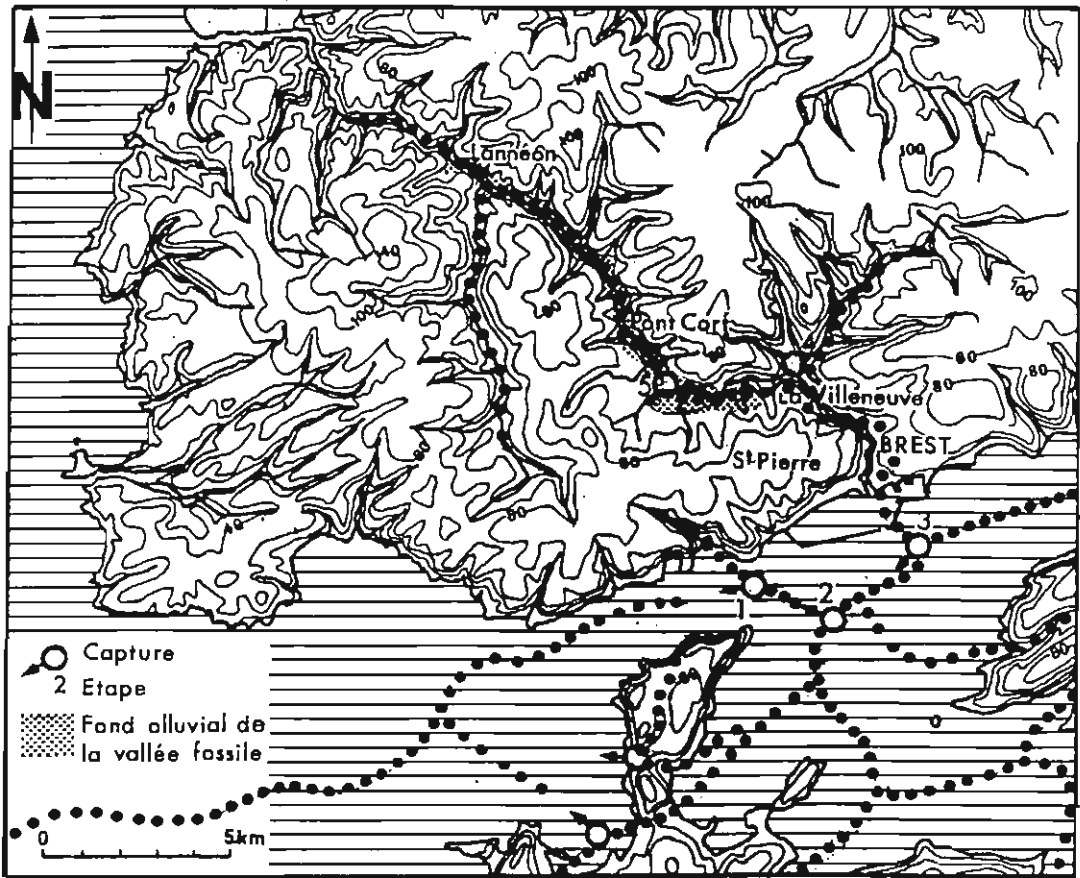


Le réseau hydrographique ancien du nord-ouest de la Bretagne, selon R. Musset, 1934.

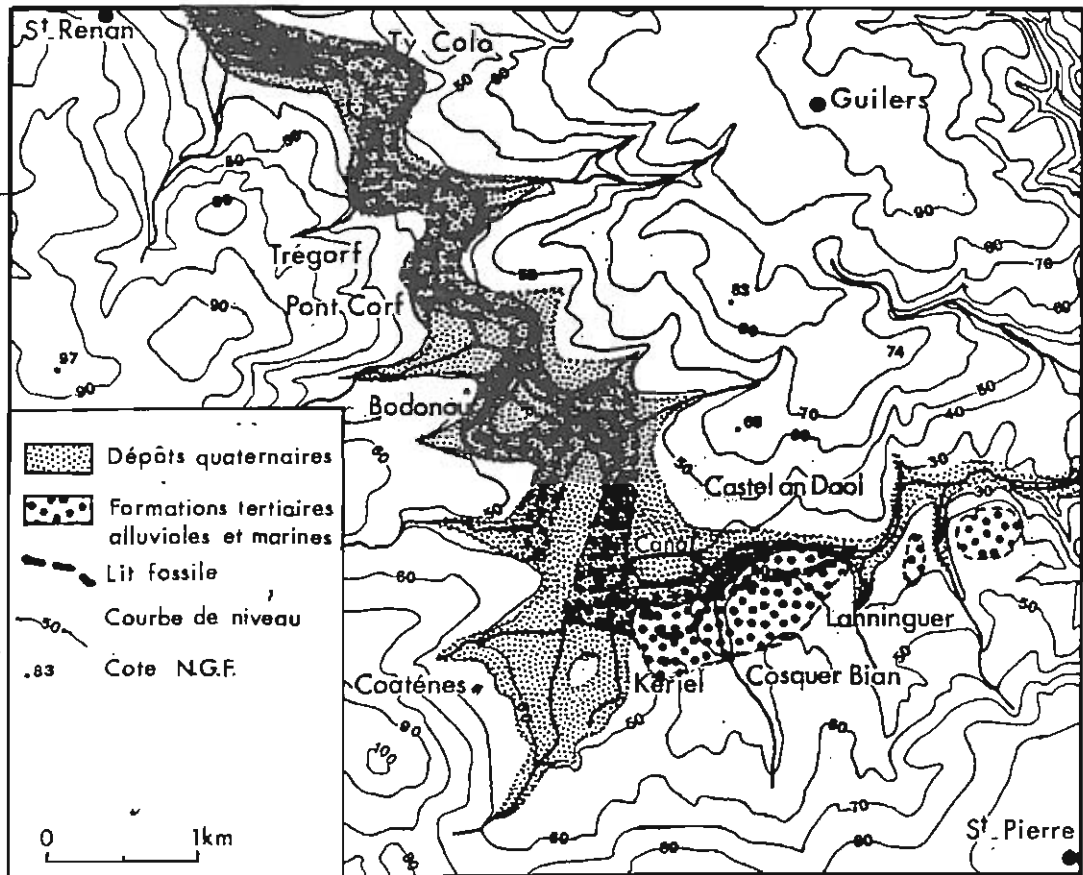


Le réseau hydrographique ancien du nord-ouest de la Bretagne selon B. Hallégouët, 1971 et 1976.



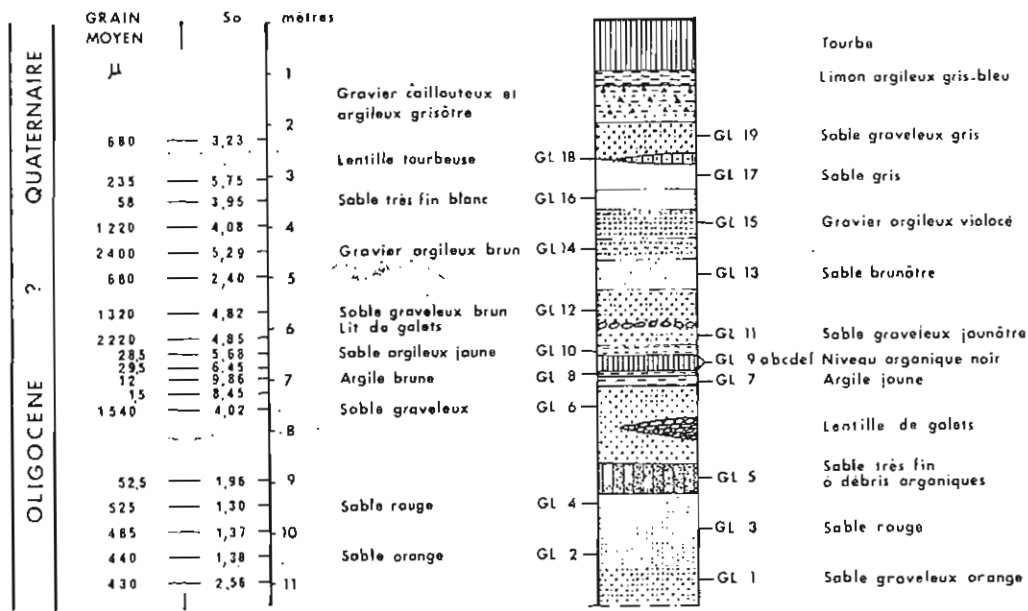


Les étapes de la désorganisation du réseau hydrographique de l'Aber Ildut.

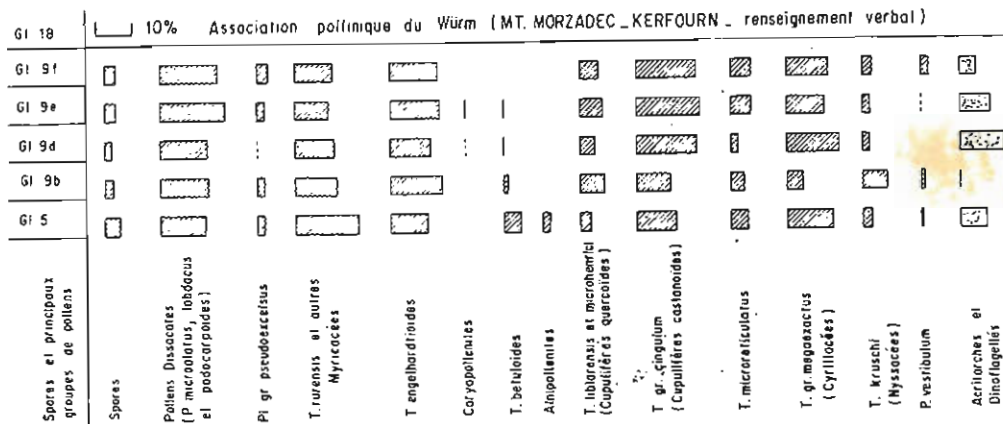


Plan de la zone des sources de l'Aber Ildut, et du lit fossile de la rivière.



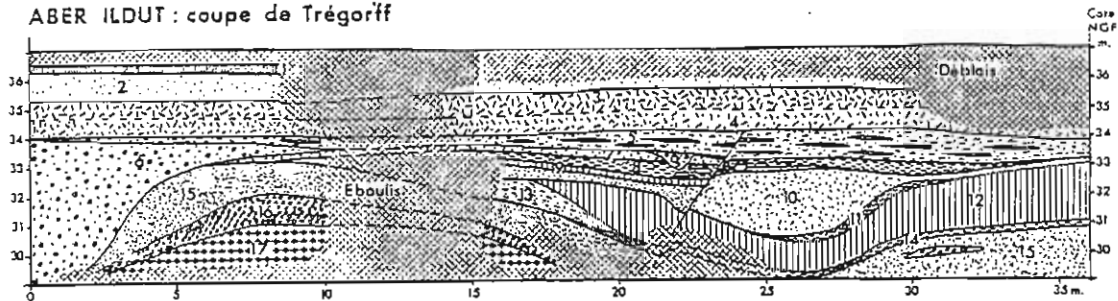


Guilers : Pont-Corf, coupe N-E.

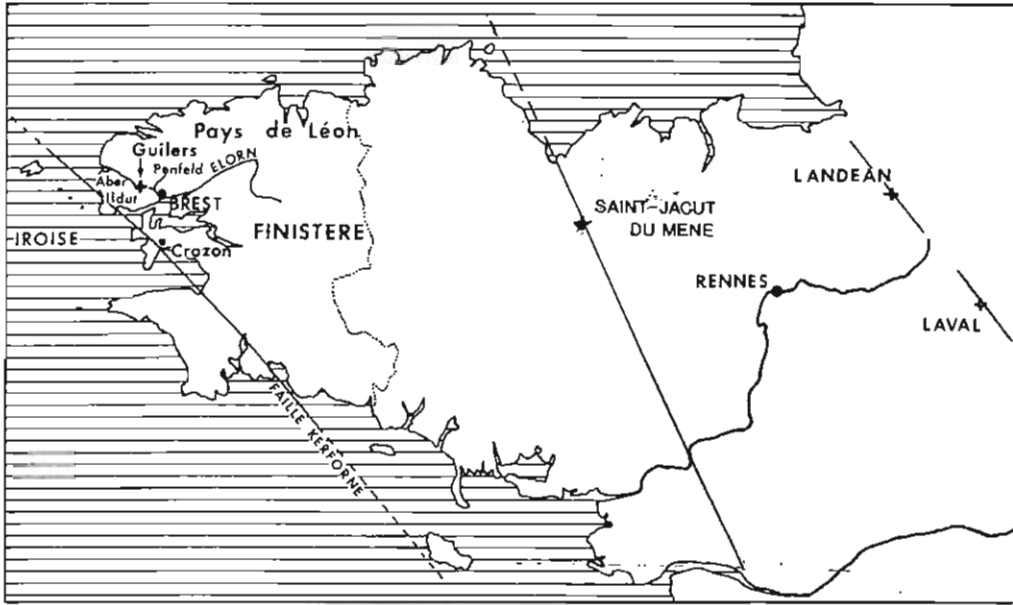


Principaux groupes de spores et pollens reconnus à Pont-Corf.

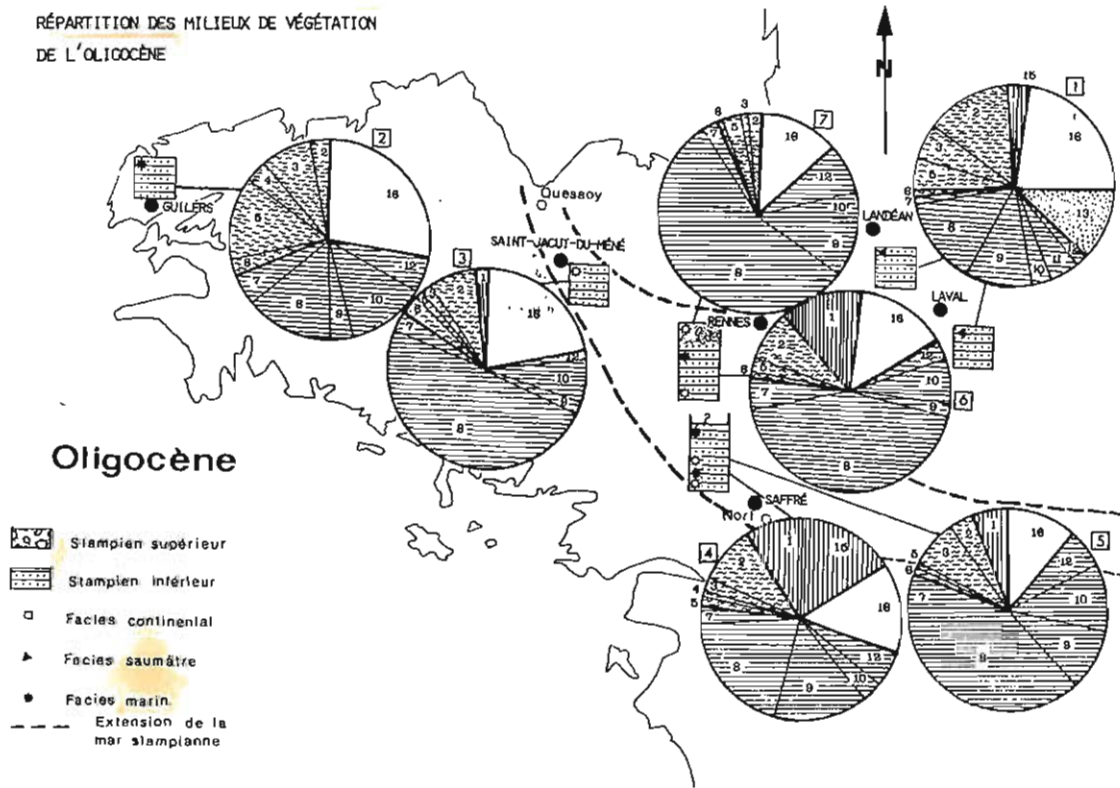
ABER ILDUT : coupe de Trégorff



1 - Sable et tourbe holocène ; 2 - Limon jaune-ocre ou gris-bleu ; 3 - Arène solifluée ; 4 - Arène solifluée avec graviers émoussés ; 5 - Niveau argilo-graveleux avec lentilles sableuses ; 6 - Gravier avec petits galets de quartz ou de grès armoricain ; 7 - Argile graveleuse ; 8 - Argile compacte grise emballant des bois silicifiés ; 9 - Niveau organique gris-noir ; 10 - Sable fin grisâtre ; 11 - Argile grise ; 12 - Niveau organique noir avec débris de végétaux ; 13 - Limon jaune ; 14 - Argile passant du brun au jaune ; 15 - Sable jaune englobant quelques galets - 16 - Galets ; 17 - Arène granitique.



RÉPARTITION DES MILIEUX DE VÉGÉTATION  
DE L'OLIGOCÈNE



Oligocène

- Stampien supérieur
- Stampien inférieur
- Facies continental
- Facies saumâtre
- Facies marin
- Extension de la mer stampienne

I - Zone à Monocotylédones aquatiques

1 - Restionacées, Sparganiacées, 15 - *A. cyclops*

II - Zone forestière plus ou moins marécageuse, forêt palustre ou très humide

2 - Myricacées, 3 - Cyrtacées, 4 - Nyssacées, 5 - Cupulifères castanoïdes, 6 - Bétulacées, Ulmacées, Salicacées, Olacacées.

III - Zone forestière extrapalustre (moins humide)

7 - Cupulifères quercoides, 8 - Pinacées, 9 - Cupressacées - Taxodiacées (. p.), 10 - Juglandacées (*Engelhardtia* et *Platyocarya*), 11 - Plicatopollis, 12 - Myrtacées, Oléacées, Araliacées, Ebenacées, Sterculiacées, Ochnacées, Symplocacées, Thécacées, Schizaeacées.

IV - Flore sans équivalent actuel

13 - Normapollis, 14 - *Pantapollenites*.

Divers

16 - Spores et pollens autres que ceux appartenant aux familles et groupes précédemment cités.

Landéan, dans la partie orientale du Massif armoricain, car dans l'Aber Ildut un certain nombre d'espèces anciennes ont disparu.

Le fait que ces formations alluvionnaires et marines ne se présentent pas en terrasse et qu'elles occupent le lit fossile de la vallée conduit à admettre que son creusement s'est achevé dès l'Oligocène inférieur et que son abandon a dû se produire peu après, lorsque le drainage de la partie supérieure de son bassin versant a été détourné vers la Mer d'Iroise, à la suite de captures. La rivière du Goulet de Brest a successivement capturé l'Aulne, l'Elorn, puis la Penfeld. Ce cours d'eau travaillant dans les quartzophyllades de l'Elorn a peu à peu, au cours du Néogène, évidé l'emplacement de la rade de Brest durant les phases de régression marine. Les grandes transgressions de la fin du Tertiaire ont de nouveau envahi la vallée de l'Aber Ildut et il est vraisemblable que les sables éolisés de Kériel, en amont de la vallée, sont contemporains de ceux de la vallée de l'Elorn, que l'on peut attribuer à la limite Tertiaire-Quaternaire, ou au Pléistocène ancien.

L'évolution de la vallée de Saint-Renan, durant les périodes froides du Quaternaire, a été marquée surtout par les phénomènes périglaciaires. Les produits libérés par la cryoclastie, ainsi que les arènes résiduelles résultant de la cryptodécomposition tertiaire, ont été entraînés par la gélifluction sur les versants. En arrivant au fond des vallées, lors des dégels, ils ont été remaniés par les courants fluviatiles. On pouvait s'attendre à y trouver plusieurs nappes alluviales périglaciaires correspondant aux périodes froides, mais les analyses palynologiques réalisées dans les niveaux organiques ont montré que les dépôts de surface n'ont commencé à se mettre en place, que lors des premiers interstades de la dernière glaciation. Il semble donc que durant le Pléistocène, des phases de décapage aient succédé aux périodes de remblaiement et que les dépôts anciens ont été progressivement déblayés dans la partie inférieure de la vallée de l'Aber, où on les trouve parfois disposés en terrasse au-dessus du talweg actuel.

L'Aber Ildut, maigre ruisseau qui fut autrefois un fleuve puissant, a encore perdu son cours supérieur à la période historique, au profit de la Penfeld, à la suite de l'ouverture d'un canal artificiel destiné à accroître la capacité du moulin qui actionnait autrefois les forges de l'arsenal de Brest. Avec l'exploitation de la cassitérite alluvionnaire, puis du sable, le fond de la vallée a été peu à peu transformé. Certaines carrières ont été remblayées avec les boues de décantation, tandis que d'autres ont été noyées et constituent actuellement un chapelet de lacs réservés à des activités nautiques ou à la pêche aux abords de l'agglomération brestoïse.

Nous avons à Saint-Renan la preuve indubitable d'un profond creusement (plus de 60 m.) d'une vallée armoricaine, dès l'Oligocène. Il faut donc admettre que, tôt dans le Tertiaire, le réseau hydrographique armoricain avait, au moins dans certains cas, commencé à s'encaisser en contrecas des aplanissements généraux, et qu'il n'avait pas partout attendu le Miocène pour le faire. Le paysage breton à l'Oligocène n'était donc pas partout celui d'immenses plateaux sans reliefs en creux notables. Il n'est malheureusement pas possible d'évaluer avec précision les hauteurs de versant originelles de la vallée de Saint-Renan. Ils devaient certainement être plus élevés et plus abrupts qu'aujourd'hui. Les transgressions de la fin du Tertiaire ont en effet rabaissé la surface des plateaux voisins, et la solifluction sur les versants, durant le Pléistocène, a atténué les pentes.

Le fort encaissement à l'Oligocène n'est donc pas contestable et la vallée de Saint-Renan est donc loin de ne présenter qu'un intérêt local.

#### Les carrières de Pont Corf.

La SIMURA exploite actuellement les sables alluvionnaires et les granulats de la vallée de l'Aber Ildut en amont de Pont Corf. L'exploitation contrairement aux travaux menés antérieurement vers l'aval se fait à ciel ouvert, ce qui permet de trier les matériaux peu intéressants, en particulier les niveaux organiques pyriteux ou les coulées de solifluction sur les bords du flat, pour assurer une production de bonne qualité. Les alluvions prélevées à la pelle mécanique sont chargées dans des camions et expédiées sur tapis roulants, en direction de l'usine de débouillage et de triage. Les boues sont envoyées vers des bassins de décantation. L'exploitation a été gênée à ses débuts par la présence d'un îlot rocheux au centre du flat et par de nombreux bancs de matériaux organiques. Actuellement, elle progresse vers le sud et les réserves sont suffisantes, en respectant le rythme actuel d'extraction, pour assurer un approvisionnement en sable de la région brestoise durant 10 à 15 ans.

Les fronts de taille sont en perpétuelle évolution et actuellement les niveaux organiques interstratifiés dans les alluvions oligocènes sont rares et peu épais. Les formations estuariennes, identifiées plus au nord au niveau de la bascule, ne sont plus visibles dans le secteur de Bodonou.

Les coupes, au sud de la carrière, montrent parfois à leur base des gneiss très altérés, avec au-dessus un pavage de très gros galets de quartz. Ces derniers, lors des travaux de reconnaissance, ont souvent empêché les sondeurs d'atteindre le lit rocheux. Ensuite, on observe des lits grossiers admettant beaucoup de galets provenant des niveaux paléozoïques au sud du socle léonard, avec des corps sableux lenticulaires. La partie supérieure de cette formation est très altérée, et présente une coloration plus claire. Les quartz sont attaqués et s'écrasent facilement au moindre choc. On remarque aussi, vers le haut des coupes, quelques grandes poches de sable blanc, qui ont pu se mettre en place à partir d'un réseau de grands coins de glace durant le pléistocène ancien. Au sommet des fronts de taille, les matériaux limoneux et argilo-sableux du Fléistocène supérieurs ont été décapés. Ils sont encore peu épais, 1 à 2 m, mais leur puissance croît progressivement vers le sud. On y observe localement des lentilles tourbeuses, ainsi que des niveaux de cailloux de quartz blanc ou de sable lavé, correspondant aux anciens lits fluviatiles.

#### La coupe de Kériel.

Dans la partie sud de la ligne de partage des eaux entre les bassins de l'Aber Ildut et celui de la Penfeld, affleurent des galets de quartz bien émoussés et des sables très éolisés. Ces formations sont actuellement visibles en coupe dans la tranchée de la route de Guilers à Saint-Pierre. Elles sont parfois associées à des niveaux d'argile grise, en particulier sur les replats dominant le cours de l'affluent de la Penfeld, à l'est.

Ces dépôts sont plus récents que les alluvions oligocènes et correspondent certainement à une transgression marine de la fin du Pliocène ou du début du Fléistocène. Ils présentent un certain nombre d'analogie

avec les formations remblayant l'ancien lit de l'Elorn sur le replat de Kergleuz, au nord du pont Albert Louppe, dont les niveaux inférieurs ont livré une faune redonniennaise importante.

Les sondages menés dans ce secteur ont rencontré plus de 15 m de sédiments. La présence de débris de grès armoricain en profondeur, montre que l'Oligocène y est toujours présent. Cependant, il n'a pas été rencontré plus à l'est, sous les sables éolisés. Il est vraisemblable que les alluvions anciennes y ont été décapées par les courants de marée, et déblayées par l'érosion régressive du ruisseau de la Villeneuve.

#### Références bibliographiques:

GUILCHER (A.), 1937. Le réseau hydrographique de l'Aber Ildut. C.R. Séances Soc. Géol. Minér. Bretagne, 3, pp. 61-68.

GUILCHER (A.), HALLEGOUET (B.) 1989. Histoire d'une vallée des environs de Brest. Mélanges Y. Le Gallo : Etude sur la Bretagne et les pays celtiques. Cahiers du C.R.B.C., pp. 135-144.

GUILCHER (A.), TERS (M.) et BONNET (J.Y.), 1961. Données récentes sur l'évolution morphologique de vallées bretonnes: Oust et vallée de Saint Renan. Com. Trav. Hist. et Sc., Bull. Sect. Géogr., LXXIV, pp. 1-53.

HALLEGOUET (B.), 1971. Le Bas Léon (Finistère, France) Etude géomorphologique. Thèse 3e cycle, U.B.O., Brest 347 p.

HALLEGOUET (B.), 1979. Carte géomorphologique détaillée de la France au 1:50 000. Brest, Notice explicative. C.N.R.S., Paris, 44 p.

HALLEGOUET (B.), 1982. Les formations de remblaiement de la vallée de l'Elorn à Lanerneau (Finistère). Bull. Ass. Fr. Et. Quaternaire, 19, pp. 167-178.

HALLEGOUET (B.), MORZADEC-KERFOURN (M.T.), 1977. Terrasses climatiques ou terrasses eustatiques pléistocènes le long des cours d'eau de Bretagne occidentale. Bull. Ass. Géogr. Fr., 441, pp. 81-89.

HALLEGOUET (B.), OLLIVIER-FIERRE (M.F.) et ESTEOULE-CHOUX (J.), 1976. Découverte d'un dépôt oligocène inférieur dans la haute vallée de l'Aber Ildut, au nord-ouest de Brest (Finistère). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 283, série D, pp. 1711-1714.

MUSSET (R.), 1934. La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale. Ann. de Géogr., XLIII, pp. 561-578.

OLLIVIER-PIERE (M.F.), 1980. Etude palynologique (spores et pollens) de gisements paléogènes du Massif Armoricaïn. Stratigraphie et paléogéographie. Soc. Géol. Minér. Bretagne, Mém. 25, 239 p.





**ZONATION DES DEPOTS DE TEMPETES EN MILIEU MARIN  
OUVERT ("OFFSHORE", "SHOREFACE"),  
BAIE ET REPLATS SABLEUX ("SAND-FLATS") :**  
*VISITE DE QUELQUES AFFLEUREMENTS ORDOVICIENS ARMORICAINS  
EN PRESQU'ILE DE CROZON.*

*GUILLOCHEAU François*

Centre de Géochimie de la Surface  
UPR 62 51 du C.N.R.S.  
1 rue Blessig  
67084 STRASBOURG CEDEX  
FRANCE

**ZONATION DES DEPOTS DE TEMPETES EN MILIEU  
MARIN OUVERT ("OFFSHORE", "SHOREFACE"), BAIE ET  
REPLATS SABLEUX ("SAND-FLATS"):  
VISITE DE QUELQUES AFFLEUREMENTS ORDOVICIENS EN  
PRESQU'ILE DE CROZON (BRETAGNE, FRANCE).**

**François GUILLOCHEAU**

*Centre de Géochimie de la Surface, UPR 62 51 du CNRS, 1 rue blessing, 67 084  
STRASBOURG CEDEX*

Les **dépôts de tempêtes**, par leur caractère ubiquiste (ils affectent tout le domaine marin, mais également la plaine côtière *s.l.*), se révèlent être de précieux outils pour l'élaboration, dans les séries sédimentaires anciennes, de **zonations de faciès à l'intérieur de milieux de sédimentation variés**.

Ces analyses sédimentologiques détaillées sont rendues nécessaires par la définition de séquences de dépôts, base de toute étude en géodynamique sédimentaire. La stratigraphie séquentielle requiert actuellement des zonations de faciès de plus en plus sophistiquées afin de définir (1) les différents ordres de séquences de dépôts emboîtées, et (2) les surfaces remarquables délimitant les différents ordres de cortèges de dépôts d'une séquence d'ordre donné (Fig.1).

Le propos de cette excursion est de présenter:

(1) les dépôts de tempêtes de milieux marins ouverts: leurs figures sédimentaires caractéristiques et la zonation de faciès,

(2) les dépôts de tempêtes de milieux marins restreints: leurs caractéristiques et les différents types d'appareils sédimentaires (cônes et lobes sous-aériens ou sous-aquatiques).

Les dépôts de tempêtes ont été identifiés dans les années soixante dans les environnements actuels, avant d'être formellement caractérisés dans les séries anciennes (1) par leur logique de dépôt et (2) par des figures sédimentaires caractéristiques.

La tendance actuelle est de privilégier, pour identifier les dépôts de tempêtes, certaines figures caractéristiques, comme le litage oblique en mamelon ou HCS ("Hummocky-Cross-Stratification"), au détriment du raisonnement qui historiquement permis d'identifier les dépôts de tempêtes. Ceci a pour conséquence de réduire le volume de sédiment attribuable à des tempêtes, et donc de nous priver de précieux marqueurs de zonation de faciès.

**Les critères "historiques" d'identification des dépôts de tempêtes.**

Un dépôt de tempêtes présentent, en milieu sous-aquatique, les caractéristiques suivantes (GOLDRING et BRIDGES, 1971).

(1) L'écoulement est **discontinu** car il s'agit d'alternances de pélites et de strates détritiques silto-sableuses, terrigènes ou carbonatées.

(2) Il est **instantané** car la base des strates est nette.

(3) L'écoulement a une **vitesse élevée** comme le montre le litage de lamines planes subhorizontales (régime hydrodynamique supérieur) présentes dans certaines strates (SOUTHARD, 1991),

(4) L'écoulement est à **composante oscillatoire** comme le suggère la présence de rides symétriques interférentes en "briques et tuiles" ou polygonales (ALLEN, 1982) sur le sommet de la grande majorité des strates, et l'existence, dans certaines strates, d'un

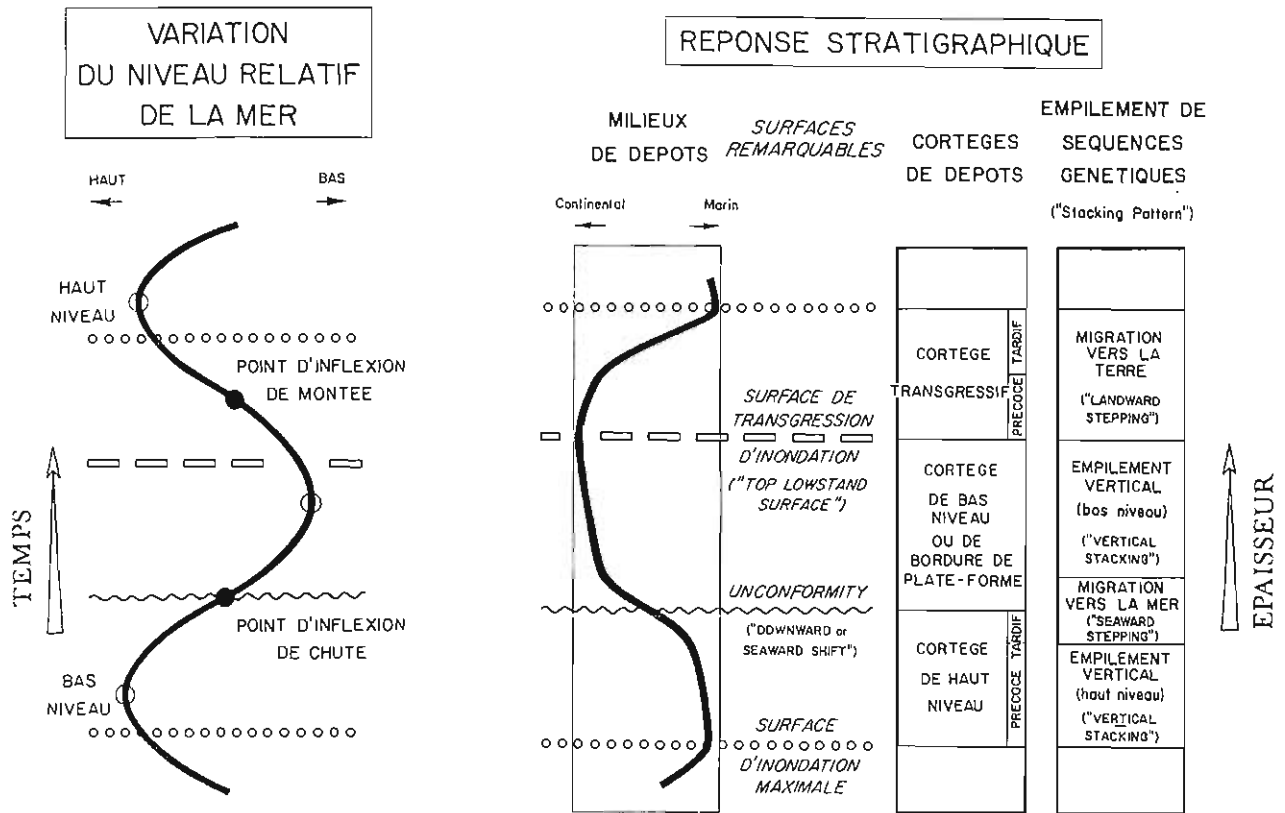


Fig. 1: Définition sédimentologique des surfaces remarquables des séquences de dépôts - relation avec les variations du niveau relatif de la mer.

Ces définitions sont valables quelle que soit l'épaisseur et donc la durée des séquences. Les surfaces d'inondation maximale et de première inondation sont isochrones car correspondant à des inversions de tendances dans le déplacement des prismes sédimentaires (respectivement rétrogradation/progradation et progradation/rétrogradation).

litage de rides de vagues (BOERSMA, 1970, et in REINECK et SINGH, 1980, de RAAF et al., 1977).

Par comparaison avec les environnements actuels, seules les tempêtes peuvent expliquer, en milieu sous-aquatique peu profond (0-150m), marin ou lacustre, un écoulement discontinu, instantané, à vitesse élevée et à composante oscillatoire.

**La diversité des profils de dépôts dominés par les vagues situés entre le domaine marin ouvert et la plaine côtière.**

La transition entre le domaine marin franc et le domaine continental peut s'effectuer par l'intermédiaire soit d'un domaine littoral soit par une succession de barres, émergentes ou non, délimitant autant de domaines marins restreints.

L'identification de l'un ou l'autre de ces profils de dépôts conditionnent:

(1) la **zonation de faciès** et donc la **définition des séquences dépôts** dont les surfaces remarquables sont définies sur des critères sédimentologiques (Fig.1),

(2) la **signification de l'"offlap break"** (Fig.2), c'est-à-dire de la rupture de pente dans un prisme progradant visible en sismique ou reconstitué par corrélations de coupes verticales,

(3) la **répartition des sédiments préservés** durant un cycle de variation du niveau relatif de la mer selon les variations d'espace disponible (accommodation).

Cette diversité de profils de dépôts peut être appréhendée par des zonations différentes de dépôts de tempêtes.

. Les profils de dépôts simples à littoral unique (Fig.3a).

La morphologie d'un profil de dépôt est dépendante des paramètres hydrodynamiques, vagues et/ou marées, qui affectent le domaine littoral. Les côtes dominées par la houle (vagues permanentes) présente un profil d'avant-côte incliné ou "**shoreface**" qui est délimité à sa base par la limite d'action des vagues permanentes, et à son sommet par la limite inférieure des marées de vives eaux (quelque soit leur importance). Vers le large, l'"**offshore**" succède au shoreface. Il peut être subdivisé en deux étages, inférieur et supérieur, par rapport à la limite d'action des vagues de tempêtes.

La hauteur du shoreface, et son inclinaison, sont fonction de l'"énergie" des vagues générées dans le domaine marin attenant. Une côte à haute énergie présente un shoreface à 30-50 m de profondeur, une côte à moyenne énergie à 10-30 m et une côte à zéro énergie (shoreface n'excédant pas 2 m de profondeur) correspond à une rampe (pas de ruptures de pente entre le domaine d'offshore et le backshore).

Les tempêtes induisent en offshore supérieur et en shoreface inférieur des épandages silto-sableux, alimentés par l'érosion de la partie sommitale du shoreface.

. Les profils de dépôts complexes à barres multiples (Fig.3b).

La transition entre le domaine marin ouvert et le domaine continental s'effectue par une **succession de barres délimitant des domaines marins de plus en plus restreints**.

### RUPTURES DE PENTES POSSIBLES ("OFFLAP BREAK") SUR UN PROFIL DE DEPOT MARIN

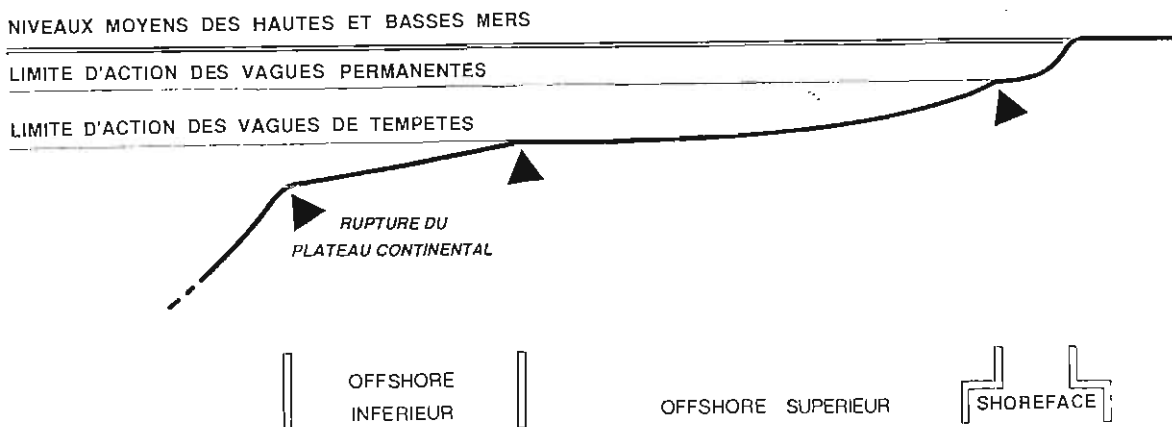
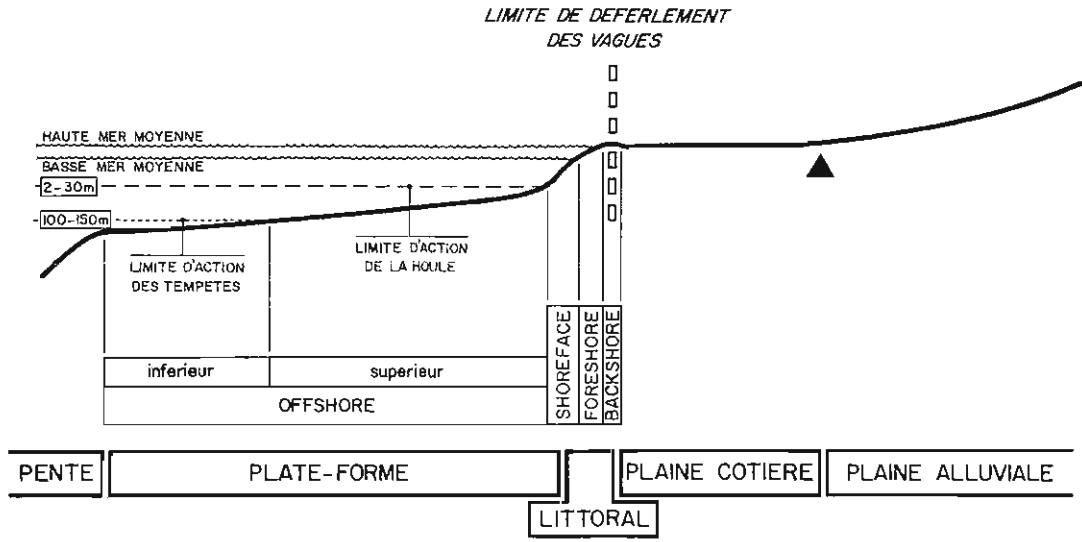


Fig. 2: Significations physigraphiques des ruptures de pentes ("offlap break") d'un prisme progradant.



### COTE DOMINE PAR LA HOULE



### PLATE-FORME A BARRES MULTIPLES

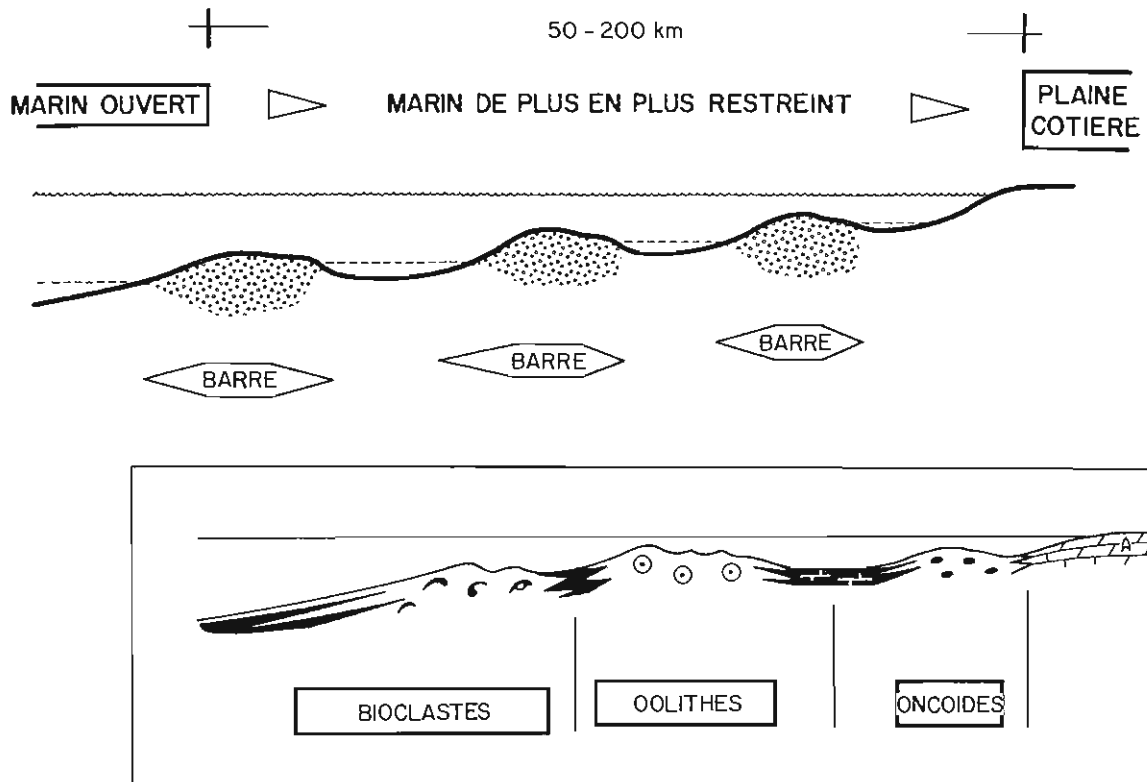


Fig. 3: Les profils de dépôts dominés par les vagues situés entre le domaine marin ouvert et la plaine côtière.

Ces barres présentent des morphologies variées; elles diffèrent selon (1) qu'elles émergent ou non, (2) leur degré de linéarité et (3) leur degré de continuité.

Selon leur étendue, les domaines marins restreints peuvent générer un régime de vagues propres, et ainsi présenter une limite offshore/shoreface. La profondeur de cette limite est alors nécessairement moindre que dans le domaine situé plus en aval. Les domaines marins restreints sans houle forment les lagunes.

Les tempêtes engendrent dans ces milieux deux types de dépôts: des dépôts de front de barres ou de rampes (selon la présence d'un shoreface) identiques aux épandages de mer ouverte et des dépôts d'arrière-barres ou -rampes de types cônes et lobes de déjection ("spill-over lobes" en milieu sous-aquatique et "storm-washover" en domaine émergé).

## I - LES DEPOTS DE TEMPETES DE MILIEU MARIN OUVERT.

### 2- LES FIGURES SEDIMENTAIRES CARACTERISTIQUES.

#### . LE LITAGE OBLIQUE EN MAMELONS (Fig.4 à 6).

Le **litage oblique en mamelons** ("Hummocky cross-stratification", ou HCS) est actuellement considéré comme la structure sédimentaire caractéristique des dépôts de tempêtes (HARMS, 1975). Ses caractéristiques sont les suivantes.

. Il résulte de la **superposition de dômes tri-dimensionnels** et de dépressions, séparés de quelques décimètres à quelques mètres, pour une hauteur de 5 à 50 cm.

. Les bases de faisceaux sont érosives et **faiblement inclinées** (moins de  $10^\circ$ , le maximum étant  $15^\circ$ ).

. Les lamines surmontant ces surfaces érosives sont à peu près **parallèles** à ces dernières.

. Les lamines s'épaississent latéralement systématiquement dans un faisceau.

. Les directions d'orientation des lamines et des surfaces d'érosion sont dispersées.

Quatre types de litages sont définis.

L'**HCS sur érosion** (DOTT et BOURGEOIS, 1982;...) est un litage où les creux entre les dômes sont prépondérants. Les dômes sont des morphologies résiduelles d'une surface creusée par des courants. Les dépressions ainsi formées sont ultérieurement comblées par les sédiments silto-sableux avec épaissements des lamines dans les creux, ce qui tend à niveler la topographie induite par les surcreusements.

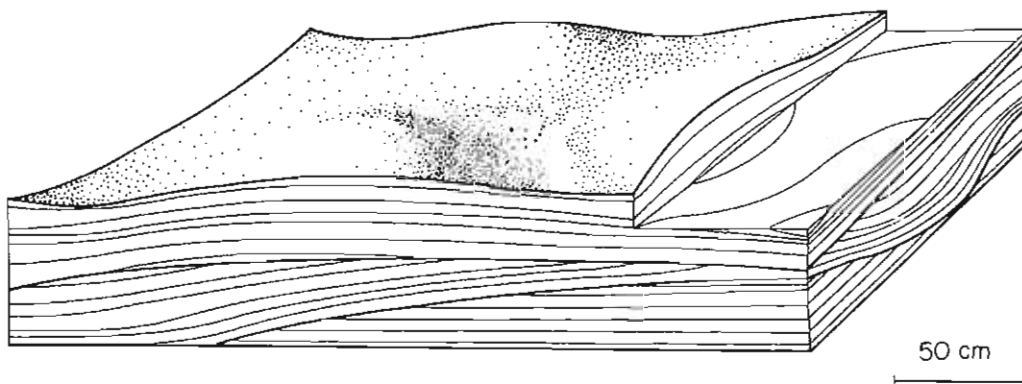


Fig. 4: Le litage oblique en mamelons ("Hummocky Cross-Stratification" ou HCS) d'après la figuration originale de HARMS (1975).

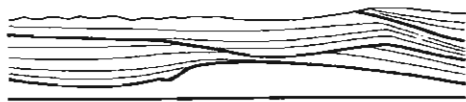
L'HCS en **accrétion verticale** (BRENCHLEY et al., 1986;...) est un litage où les dômes sont prépondérants. Les dômes sont des morphologies créées par accrétion verticale (litage de mégarides chevauchantes en phase) par épaissement des lamines sur les dômes.

L'HCS en **accrétion latérale ou tangentiel** (ou **litage oblique à faible angle**, NOTTVEDT et KREISA, 1987) est un litage où les dômes sont prépondérants. Les faisceaux se chevauchent latéralement d'un angle très faible. Les dômes sont dissymétriques et en downlap au niveau du versant sous le flot. La différence avec l'HCS typique réside dans l'importance de la composante unidirectionnelle.

Dans le cas de l'HCS sur érosion, les dômes sont des formes creusées, puis comblées ("scour and fill"); dans le cas des HCS en accrétion, les dômes sont des formes construites sur une surface plus ou moins plane.

Le **litage oblique en creux** ("Swaley Cross-Stratification", ou SCS; LECKIE et WALKER, 1982) résulte de la superposition de dépressions érosives de 0.5 à 2/5 mètres de largeur, s'inclinant rarement à plus de 10°. Les creux ont la même forme quelle que soit la direction de la section considérée et les lamines sont globalement parallèles à la base de la dépression. Le SCS serait, selon les auteurs, un HCS dont les dômes seraient tronqués du fait d'un fort taux de recouvrement des faisceaux, ou un litage résultant essentiellement de creusements ultérieurement comblés par des sédiments ("scour and fill").

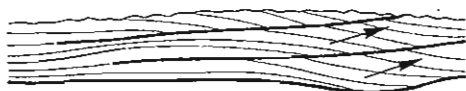
HCS EN EROSION



HCS EN ACCRETION VERTICALE



HCS EN ACCRETION LATERALE



SCS (LITAGE OBLIQUE EN CREUX)



1m

Fig. 5: Les différents types de litages obliques en mamelons.

L'HCS n'est pas exclusif des milieux sous-aquatiques, marins ou lacustres, dominés par les tempêtes (shoreface, offshore). Un litage semblable a été décrit en milieu éolien (Mc KEE, 1979, in MARSAGLIA et KLEIN, 1983). Il semble pouvoir être formé par les turbidites (BAGHLI, 1987; LARUE et PROVINE, 1988) par interférence de vortices de bouffées turbides. Certains dépôts de crues fluviales présentent des figures similaires au SCS (RUBIN et al., 1990).

#### . LES RIDES INTERFERENTES POLYGONALES (Fig.7).

Ce sont des rides de vagues **interférentes** (GUILLOCHEAU, 1983; GUILLOCHEAU et HOFFERT, 1988), polygonales ou en "briques et tuiles", dont la **chronologie relative des différentes directions de crêtes de rides est impossible à déterminer**. C'est, en effet, la même lamine qui moule et qui forme les

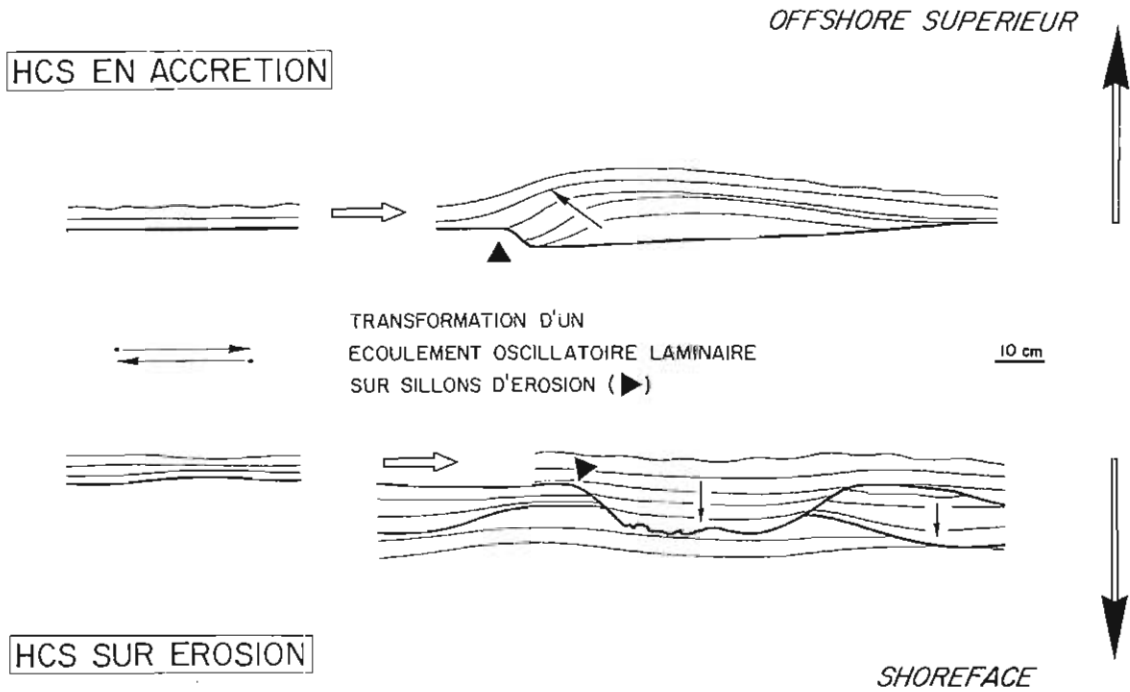


Fig. 6: Mode de formation des différents types de litages obliques en mamelons (HCS): une modification d'un écoulement oscillatoire laminaire par des sillons d'érosion - relation avec le milieu de dépôts.

différentes directions de crêtes de rides. Ces rides se **forment** donc **simultanément** d'où leur dénomination de **rides cogénétiques**. Néanmoins une direction de crête est prépondérante en orientation et en longueur; ces figures sont donc des polygones irréguliers. Elles engendrent un litage de rides symétriques chevauchantes en phase (type S: ALLEN, 1973, 1982), identique quelque soit la direction de la section considérée.

Les rides interférentes cogénétiques sont des rides symétriques d'oscillation sans composante en translation. Les dépôts associés (litage de rides chevauchantes en phase) traduisent un mode de dépôt en stricte aggradation verticale.

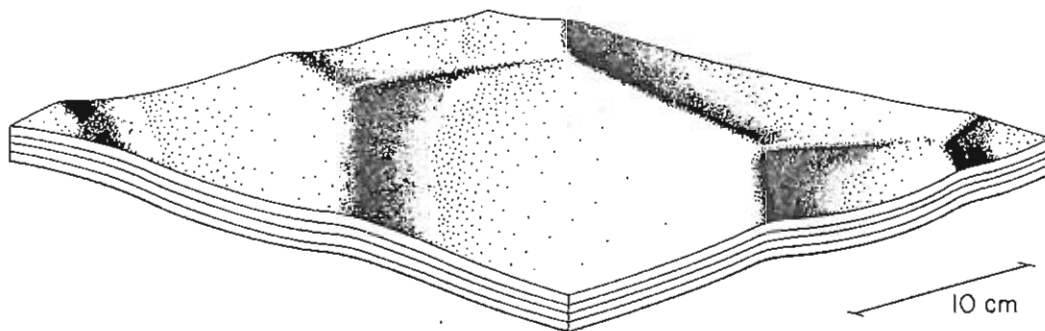


Fig. 7: Les rides interférentes cogénétiques et leur litage associé de rides chevauchantes en phase (type S).

**. LES STRATES FINES DE TEMPÊTES: RYTHMITES GRADEES (Fig.8) ET "DEPOTS DE TEMPÊTES RESSEMBLANT AUX TURBIDITES".**

Les dépôts de tempêtes d'offshore sont souvent constitués de fines strates silteuses tout aussi caractéristiques que l'HCS des dépôts de tempêtes. Elles se présentent sous forme d'alternances d'argiles et de strates essentiellement silteuses, souvent gradées et peu épaisses (quelques millimètres à quelques centimètres). Plusieurs dénominations ont été proposées: "fine tempestites", "silt-layers", "storm sand-layers", "graded storm-layers", "turbidite-like storm sands",...

Trois types de dépôts peuvent être distingués:

(1) des faciès similaires aux premiers dépôts de tempêtes décrits dans la littérature en Mer du Nord (REINECK et al., 1967, 1968; GADOW et REINECK, 1969; REINECK et SINGH, 1972),

(2) les dépôts de tempêtes ressemblant aux turbidites ("turbidite-like storm beds" - BRENCHLEY, 1985),

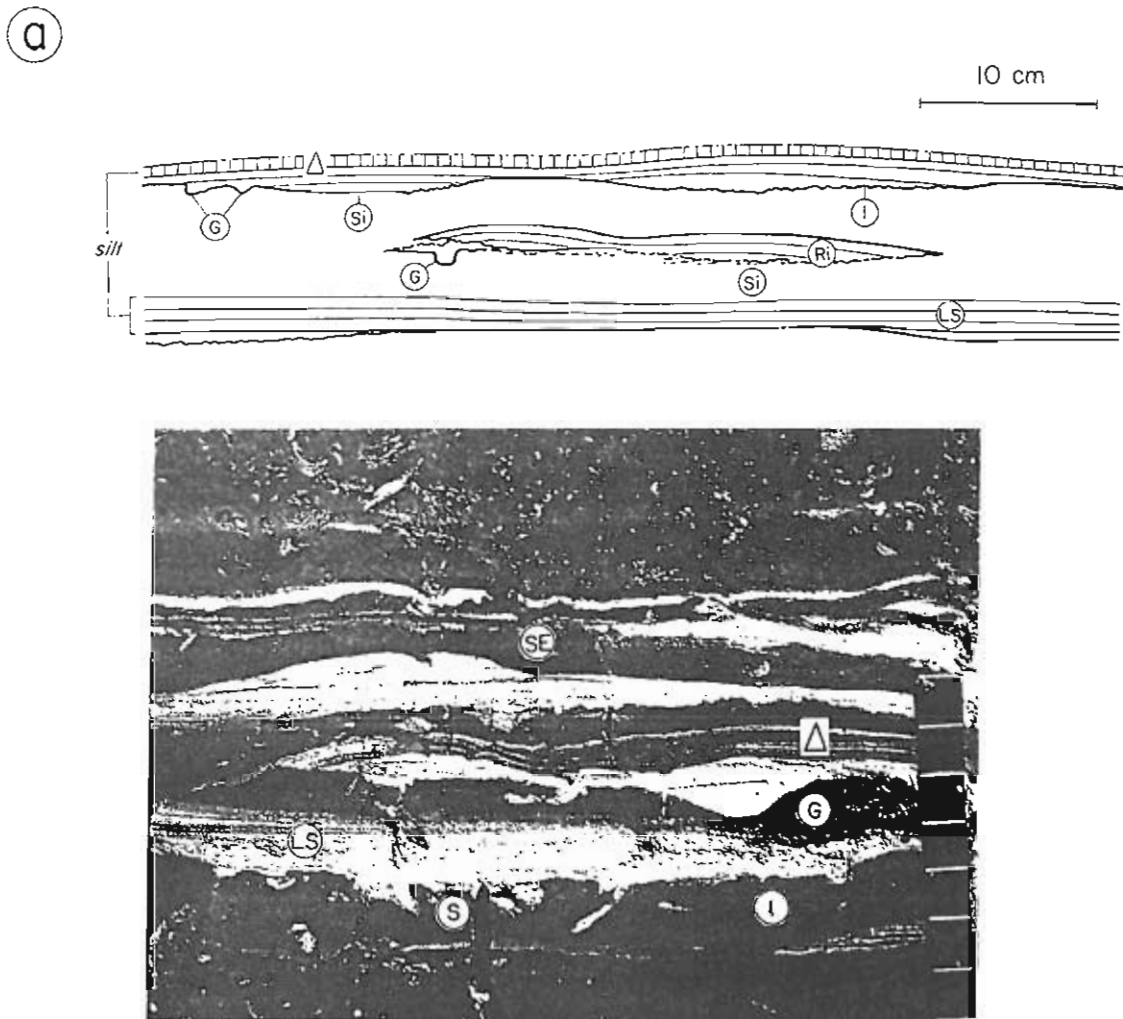


Fig. 8: Les rythmites gradées. a: caractéristiques générales; b: exemple actuel de la Mer du Nord (sud de l'île d'Heligoland, profondeur: 27 m, REINECK et al., 1967, pl.2). G: gouttières d'érosion de petite taille, Si: sillons d'érosion de largeur décimétrique, I: incisions millimétriques, LS: lamines subplanes, Ri: litage de rides chevauchantes en phase, en hachuré: passage progressif à l'interstrate.



(3) Les sédiments qui bien que granoclassés, et comparés à la mer du Nord, ne sont en rien similaires en granulométrie et en épaisseur aux rythmites gradées de la Mer du Nord. Ce sont (a) des **dépôts actuels de remaniement de sédiments reliques grossiers non à l'équilibre (?)** (Golfe du Mexique: HAYES, 1967; MORTON, 1981; plateau continental est-américain: KUMAR et SANDERS, 1976; FIGUEIREDO et al., 1982), (b) des **strates à HCS ou à rides chevauchantes débutant par un lit de graviers ou de bioclastes** (AIGNER, 1982; FURSICH et OSCHMANN, 1986;...), (c) des **écoulements gravitaires induits par des tempêtes et déposés en plate-forme** (LEWIS, 1980) ou (d) des dépôts (Viséen marocain, KELLING et MULLIN, 1975) attribuables à de **vraies turbidites à pulsation** (BAGHLI et al., 1989) et dont rien n'indique qu'ils se soient resédimentés en plate-forme.

#### Les dépôts silteux fins distaux de la mer du Nord: rythmites gradées s.s.

AIGNER et REINECK (1982) et AIGNER (1985) distinguent trois types de strates de tempêtes déposées sous la limite d'action de la houle: les **rythmites gradées**, les **lamines silteuses**, et les **tempestites boueuses**.

Les **rythmites gradées** et les **lamines silteuses** sont définies par AIGNER et REINECK (1982), comme des strates silteuses à sableuses, d'épaisseur plurimillimétrique, à base généralement érosive. Le litage plus ou moins plan est relativement bien exprimé, les quelques coquilles dispersées sont paraautochtones et remaniées *in situ*. Ces strates sont systématiquement surmontées par un lit d'argiles non bioturbées, résultant d'une décantation d'argiles mises en suspension par la tempête, d'où le caractère gradé. Il ne s'agit cependant pas d'un véritable granoclassement, mais de la superposition de bandes d'épaisseur centimétrique et de granulométrie homogène.

Les **tempestites boueuses** sont selon AIGNER et REINECK (1982), des strates d'argiles non bioturbées, recoupant brutalement un ensemble sous-jacent bioturbé. Leur sommet présente quelques traces fossiles.

Ces faciés étaient, antérieurement à la connaissance des dépôts de tempêtes (années 1973/ 1975), attribués soit à des dépôts de tidal-flats ou de pro-deltas.

Une description précise des rythmites gradées et des lamines silteuses a été effectuée à partir des photographies de boîtes de prélèvements publiées par le groupe du SENCKENBERG INSTITUT de Wilhelmshaven (tableau ci-joint).

#### Les dépôts de tempêtes ressemblant aux turbidites (BRENCHLEY, 1975).

Ces strates sont **planes, d'épaisseur constante** (0.5 à 4 cm), de granulométrie homogène de la base au sommet, sans structures sédimentaires, et dont la base et le sommet sont plans et dépourvus de figures de base et de sommet de bancs. Elles sont très riches en micas et peuvent présenter un litage fruste et quelques ondulations de sommet de strates.

Ce sont des strates déposées en milieu de plate-forme, mais qui présentent peu ou pas d'évidences d'écoulement oscillatoire. La présence de litage fruste de litage de rides chevauchantes en phase et les strates intermédiaires, plaident en faveur de l'expression ultime (dans l'espace et dans le temps) d'un écoulement à composante oscillatoire déposant une charge sédimentaire de faible granulométrie. Il ne s'agirait ni d'une décantation, ni du dépôt d'un courant de densité ou de turbidité.

L'enregistrement, dans certains cas, de figures sédimentaires traduisant un écoulement à composante oscillatoire, montre que ces dépôts se sont effectués en partie au dessus de la limite d'action des tempêtes, c'est-à-dire en **offshore supérieur**.

Ces dépôts, à l'exception du caractère homogène de la strate et de son épaisseur constante, **ne sont en rien comparables aux dépôts turbiditiques**: absence de figures de base de banc de type "flute-" ou "groove-casts", absence de granoclassement, absence de rides de courant, pas d'organisation en l'une des nombreuses séquences de turbidites de granulométrie fine (PICKERING et al., 1986). De plus les turbidites réduites à un terme Ta homogène, sont généralement plus épaisses.

LES RYTHMITES GRADEES ET LES LAMINES SILTEUSES :  
DESCRIPTION (STRATIFICATION, LITAGE)  
D'APRES LES PRELEVEMENTS DE LA MER DU NORD.

Documents utilisés : Pl. 2 et 7, REINECK et al., 1967 ; Pl. 1, GADOW et REINECK, 1969 ; Pl. 1, AIGNIER et REINECK, 1982.

BASE DE STRATE :

- . presque toujours érosive,
- . gouttières d'érosion ("gutter casts") et sillons d'érosion ("furrows") de petite taille (largeur : 1 cm et 5-50 cm respectivement).
- . petites incisions millimétriques irrégulières.

LITAGE :

- . litage presque systématique,
- . lamines ondulées dominantes ; tous les intermédiaires entre les lamines faiblement ondulées (longueur d'onde pluridécamétrique,  $h=0.5$  cm) et le litage de rides chevauchantes en phase (type S, longueur d'onde =6 cm,  $h=1$  cm) ; nombreux épaisissements et amincissements de lamines, les épaisissements se font tantôt sur les dômes, tantôt sur les creux ; ce litage peut être comparé à un HCS de faible longueur d'onde,
- . les variations granulométriques entre lamines sont importantes ; deux types sont reconnus : (1) une alternance de lamines sableuses et d'interlamines argilo-silteuses, (2) des paquets de lamines sableuses séparés par un lit argilo-silteux ; ces paquets de granulométrie moyenne donnée, s'empilent les uns sur les autres, d'où un granoclassement en bandes : la limite entre deux paquets peut correspondre à une surface d'érosion,
- . le litage entrepris de rides est rare ; il existe quelques faisceaux isolés de rides de courants (?) présentant une aggradation latérale de lamines argilo-silteuses et sableuses ("fading ripples" (?), PEDERSEN, 1985).

SOMMET DE STRATE :

- . très souvent érodé ; il s'agit d'une surface d'érosion ondulée décimétrique de morphologie similaire aux bases de faisceaux de rides chevauchantes en phase, sur laquelle peut se superposer des gouttières et sillons d'érosion de petite taille ; elle est soit moulée par des argiles, soit drapée par un fin liseré argilo-silteux,
- . quelques passages progressifs, lors d'un granoclassement "en bandes".

STRATIFICATION :

- . strates très souvent lenticulaires : un sillon de petite taille est comblé par une ride ou par un micro dôme, dont la crête est symétrique, par rapport au plan de stratification, du creux du sillon.

Les **rythmites gradées** correspondraient aux strates lenticulaires à surface d'érosion sommitale. Les **lamines silteuses** seraient les strates constantes, fines, peu épaisses, gradées, aux passages progressifs avec l'interstrate argileuse.

. LES SILLONS ET GOUTTIERES D'EROSION (Fig.9).

Les **gouttières d'érosion** ("Gutter casts", WHITTAKER, 1973) sont des gouttières de largeur variable, 5 à 20 cm, pour une profondeur maximale de 15 cm. Leur forme en coupe est très variable, en U ou en V, étroite ou évasée, symétrique ou dissymétrique. Elles peuvent être isolées dans les pélites, ou constituer des bases de bancs. Des gouttières d'érosion de petite taille (1 à 3 cm de largeur) sont fréquentes dans les rythmites gradées.

Les **sillons d'érosion** (DYER, 1982; FLOOD, 1983) sont des **chenaux érosifs entaillant faiblement le substratum** (5 à 20 cm) pour une largeur au moins métrique. Certains sont à fond plat et à parois abruptes (type 1 de FLOOD, 1983), d'autres sont à fond courbe, les versants étant faiblement inclinés et les creux peu marqués (type 2

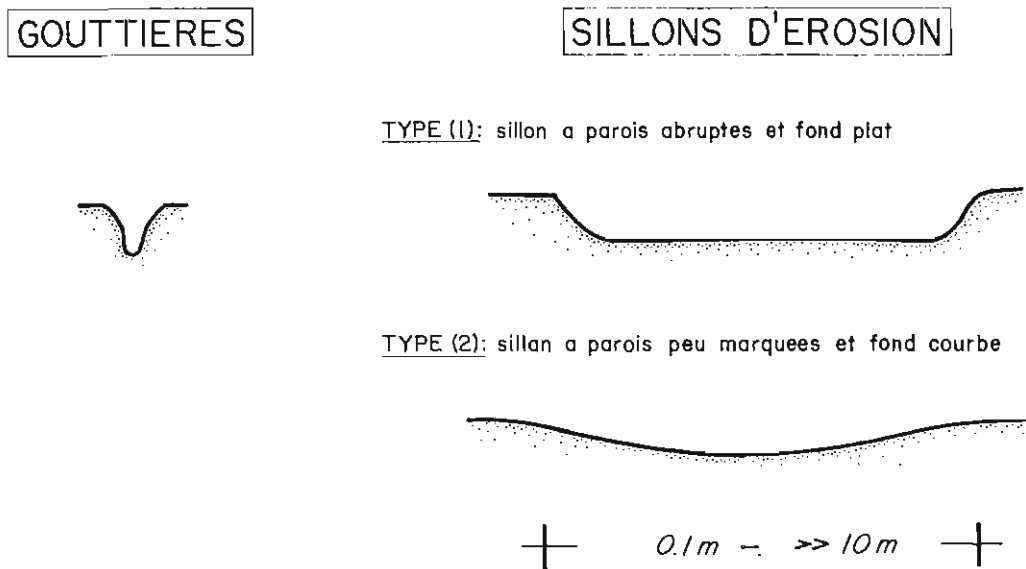


Fig. 9: Les gouttières et sillons d'érosion ("gutter casts" et "furrows"); la classification des sillons est celle de FLOOD (1983).

de FLOOD, 1983). Les sillons de petite taille, de largeur décimétrique à pluridécimétrique, sont de type (2); leur profondeur est de 0.5 à 2 cm.

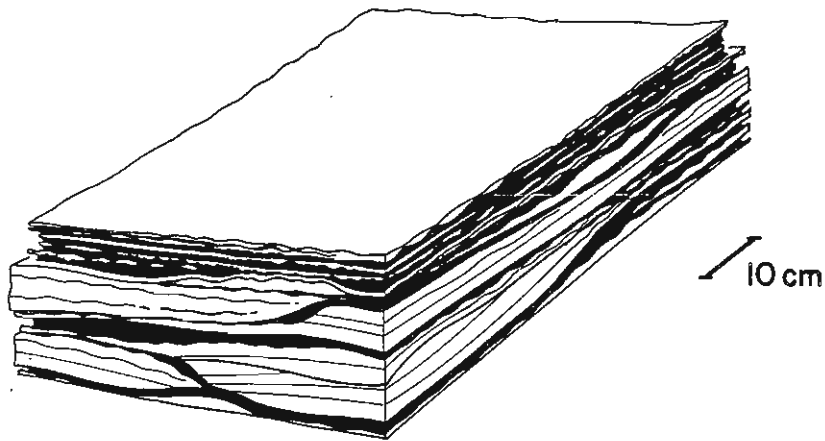
Ces deux structures résulteraient d'écoulements hélicoïdaux (BRIDGES, 1972; WHITTAKER, 1973, pour les gouttières; FLOOD, 1983; DYER, 1982, pour les sillons). Pour AIGNER (1985), étudiant les gouttières fossiles, ces écoulements hélicoïdaux seraient induits par un écoulement mixte combiné unidirectionnel/oscillatoire.

Ces deux figures de base de banc ne sont pas exclusives des dépôts de tempêtes. Les gouttières semblent exister en milieu tidal, les sillons se forment dans les estuaires, et dans les grands fonds océaniques (FLOOD, 1983).

2- LES DEPOTS D'OFFSHORE SUPERIEUR (Fig.10)

Les dépôts d'offshore supérieur sont caractérisés par des alternances d'argiles plus ou moins bioturbées et de strates silto-sableuses. Les strates silto-sableuses sont les produits des tempêtes. Les argiles sont les produits de la décantation entre deux tempêtes.

## L'ASSOCIATION PROXIMALE



### FIGURES DE BASE DE STRATES:

sillons très fréquents, de largeur métrique, de forme arrondie, relativement érosifs.

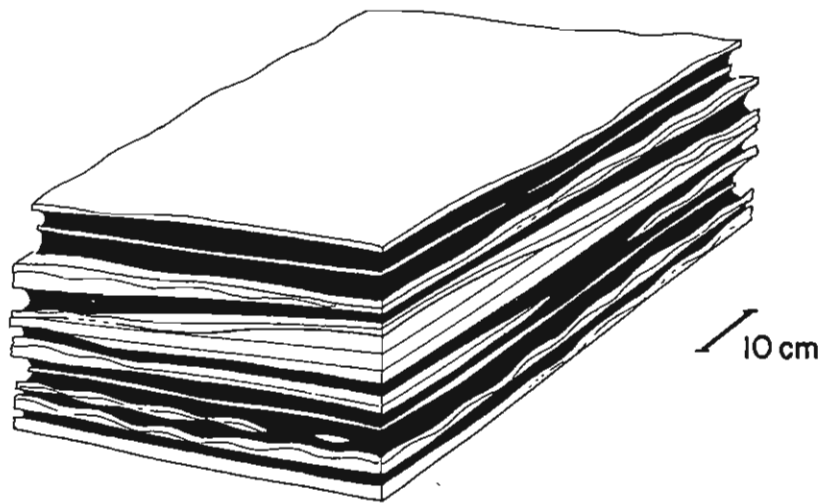
### FIGURES SEDIMENTAIRES:

- . lamines ondulées subplanes (fréquent),
- . HCS marqué en accréton verticale (longueur d'onde apparente métrique),
- . litage de rides symétriques chevauchantes en phase,
- . "rythmites gradées" (exclusives de cet étage).

### STRATONOMIE:

strates très lenticulaires (épaisseur: 5-15 cm) à passages latéraux de figures sédimentaires très rapides (quelques décimètres) et fréquents.

## L'ASSOCIATION MEDIANE



### FIGURES DE BASE DE STRATES:

sillons à fonds plats, de largeur au moins décamétrique, peu érosifs et moins profonds que ceux de l'association proximale - peuvent se superposer des sillons de petite taille de largeur décimétrique.

### FIGURES SEDIMENTAIRES:

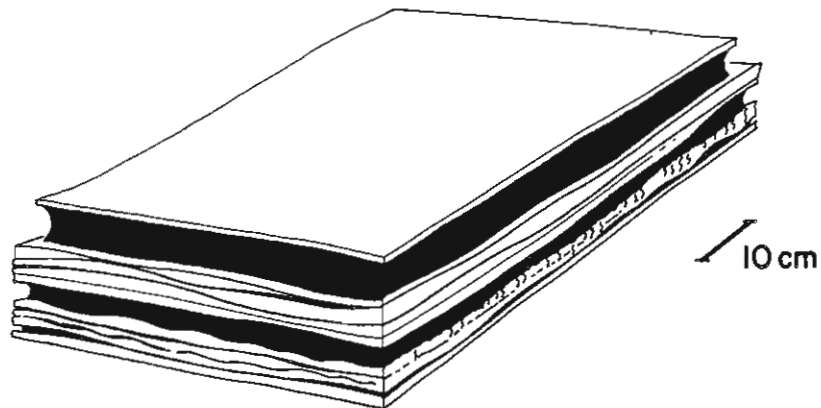
- . lamines ondulées supranes (peu fréquentes),
- . HCS plat en accretion vertical (longueur d'onde apparente plurimétrique à décamétrique),
- . litage de rides symétriques chevauchantes en phase,
- . "lamines silteuses".

### STRATONOMIE:

strates lenticulaires de longueur décamétrique et d'épaisseur relativement constante (5-10 cm) à passages latéraux de figures sédimentaires moins fréquents que dans l'association proximale.



## L'ASSOCIATION DISTALE



### FIGURES DE BASE DE STRATES:

absence de sillons et gouttières d'érosion.

### FIGURES SEDIMENTAIRES:

- "dépôts de tempêtes ressemblant aux turbidites",
- rare litage de rides symétriques chevauchantes en phase mal exprimé.

### STRATONOMIE:

strates planes d'épaisseur constante et réduite (moins de 3 cm) à passages latéraux de figures sédimentaires exceptionnels.

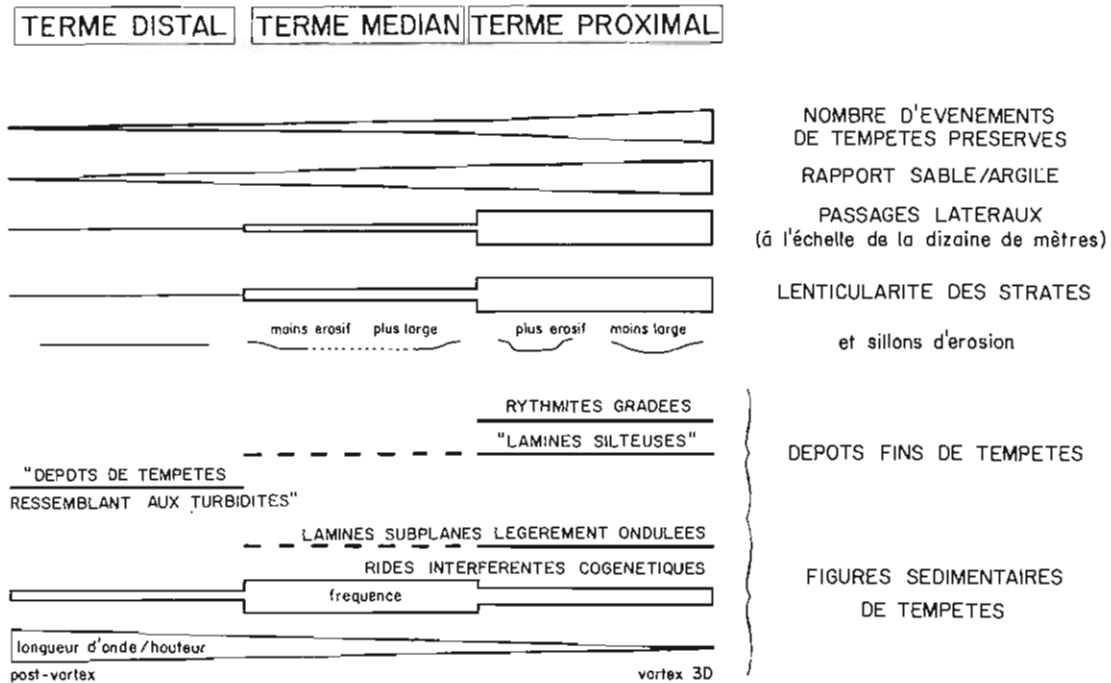


Fig. 10: Zonation des figures et structures sédimentaires autocycliques de tempêtes en "offshore" supérieur.

Les sédiments de l'offshore supérieur peuvent être rangés dans trois associations de faciès de tempêtes, passant latéralement et verticalement les uns aux autres (GUILLOCHEAU et HOFFERT, 1988; GUILLOCHEAU, 1990; GUILLOCHEAU, 1991). Cet **étalement de faciès de tempêtes est directement fonction des variations latérales des surfaces d'érosion** induites dans les premiers stades d'une tempête (Fig. 11). L'**association proximale** est caractérisée par des sillons de largeur métrique bien marqués, plutôt arrondis, et non connectés les uns aux autres. L'**association médiane** est contrôlée par des sillons de largeur au moins décimétrique à fond plat et généralement connectés les uns aux autres., tandis que l'**association distale** est caractérisée par l'absence de figures d'érosion.

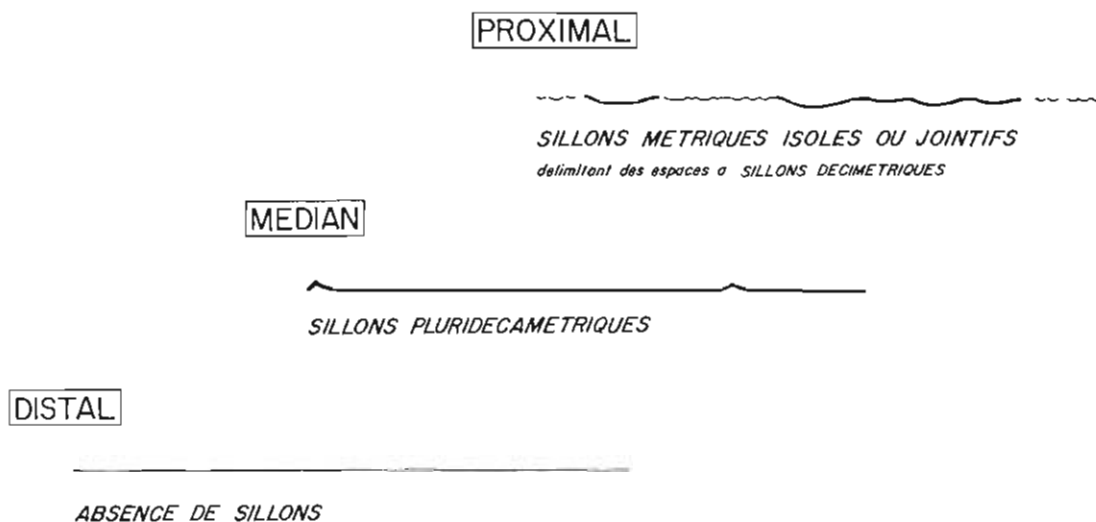


Fig. 11: Zonation des sillons d'érosion en "offshore" supérieur: relation avec les associations de faciès de tempêtes.

Cet enchaînement latéral traduit une diminution de capacité des tempêtes à éroder le substratum, donc une approfondissement. Certaines des figures sédimentaires caractéristiques de ces associations sont bien connues dans les environnements actuels et semblent être cantonnées dans une certaine tranche bathymétrique. Par comparaison avec certaines plate-formes actuelles (Mer du Nord: AIGNER et REINECK, 1982; Plateau aquitain: TURCQ et al., 1986, ARBOUILLE, 1987;...), chaque faciès de tempêtes semble pouvoir être inféodé à une tranche bathymétrique (GUILLOCHEAU, 1990). L'association proximale n'excéderait pas 40m et l'association médiane serait comprise entre 40 et 80m.

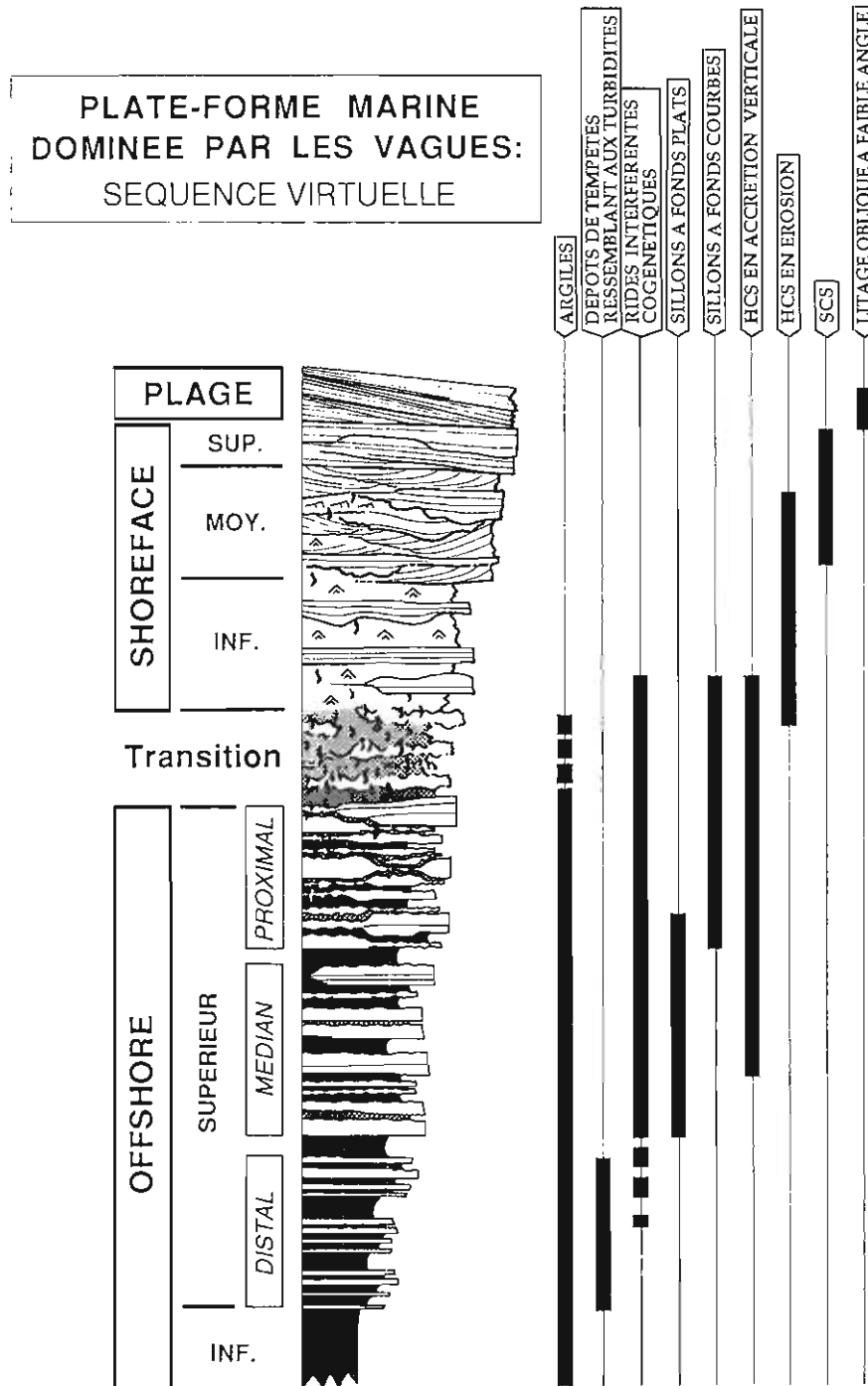


Fig. 12: Séquence virtuelle d'enchaînement vertical des faciès en domaine marin dominé par les vagues (offshore, shoreface) - cette séquence théorique n'intègre pas les variations du niveau relatif de la mer.

### 3 - LES DEPOTS DE SHOREFACE (Fig.12 et 13).

Les dépôts de shoreface sont constitués de silts et sables présentant une alternance de deux catégories de figures sédimentaires: (1) des figures traduisant un remaniement continu du substratum par les vagues permanentes ou des courants induits par les vagues permanentes et (2) des figures induites par les tempêtes à plus haute vitesse d'écoulement que les figures sous et sus-jacentes dont ils sont généralement séparés par une surface d'érosion.

La caractéristique des shorefaces est d'être **dépourvue d'argiles**, les particules fines étant systématiquement vannées par la houle. La limite offshore/shoreface est aisément caractérisable par la disparition des argiles.

#### SEQUENCES VIRTUELLES DE PLATE-FORME MARINE

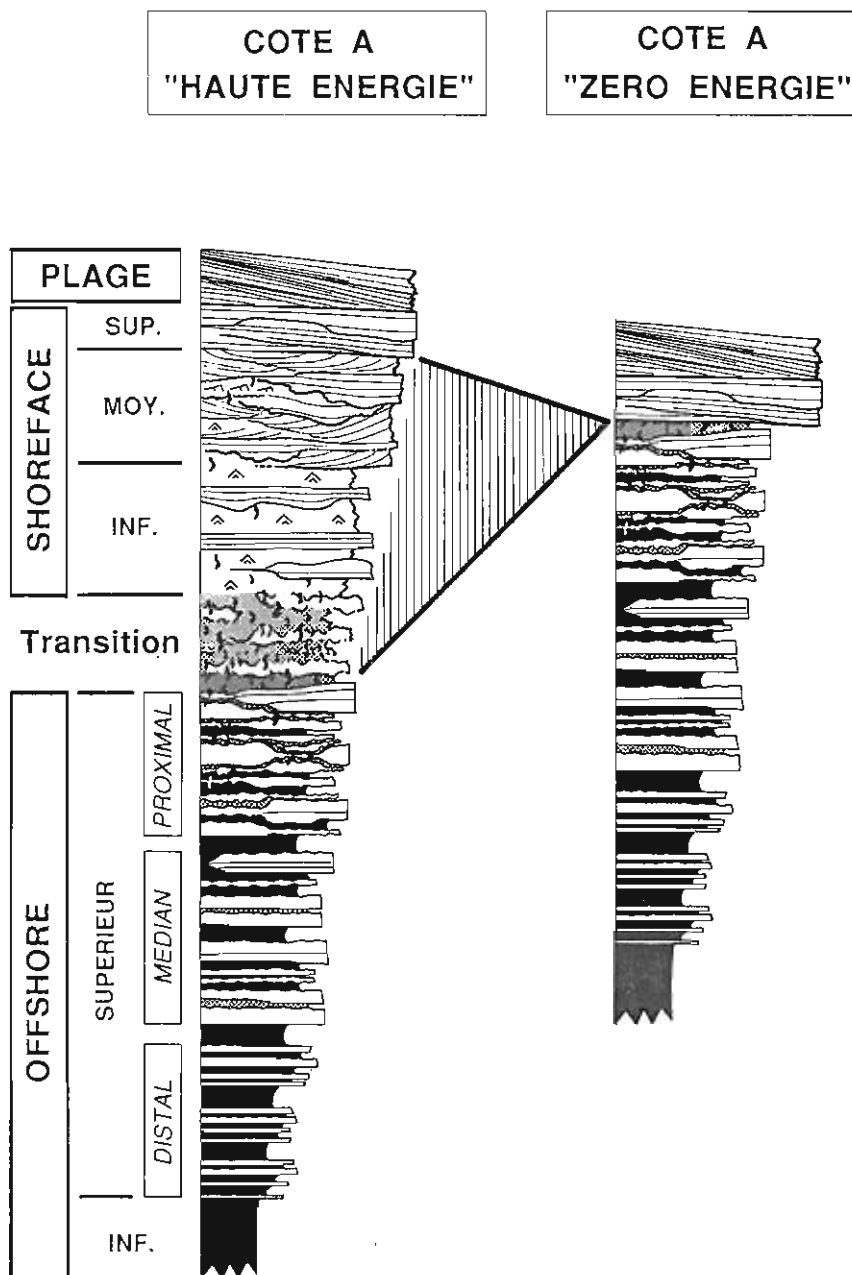


Fig. 13: Séquences virtuelles comparées de côtes à "haute énergie" et à "zéro énergie".

Le shoreface est classiquement divisé en trois ensembles (Fig.12).

. Le **shoreface inférieur** est une alternance de silts et de sables à litage de rides de vagues plus ou moins combinés vagues/courants et bioturbés, avec des niveaux sableux à HCS plutôt en érosion et à lamines subplanes légèrement ondulées.

. Le **shoreface moyen** est un ensemble sableux à litages obliques, à litages de rides de courants plus ou moins combinés courants/vagues et à surfaces d'érosion remplies ou non par un HCS en érosion ou un SCS. Les litages obliques peuvent être dus à des courants de dérives littorales ou à la brisance et au déferlement de la houle ("lunate mega-ripples"). Le passage shoreface inférieur/moyen est marqué par un enrichissement brutal en sables d'origine strictement hydrodynamique. Il ne doit pas être confondu avec une surface de déplacement brutal du littoral vers la mer ("downward-shift") caractéristique des périodes de chute du niveau relatif de la mer. Il s'agit d'une surface strictement autocyclique appelé "**saut hydrodynamique**".

. Le **shoreface supérieur** est caractérisé par un litage de lamines subplanes entrecoupé par des surfaces d'érosion ondulées comblées en "onlap". Elles résultent du déferlement des vagues, qu'elles soient permanentes ou de tempêtes.

Une côte à "haute énergie" présente l'intégralité de ces trois termes. Une côte à "zéro énergie" (Fig.13) résulte de la superposition sur les sédiments d'offshore de faciès type "shoreface supérieur" qui sont alors du au déferlement des tempêtes, surmontés éventuellement par des dépôts de plage.

## II - LES DEPOTS DE TEMPETES DE MILIEU MARIN RESTREINT.

Les dépôts de tempêtes de milieu marin restreint sont de deux natures différentes.

. Il peut s'agir de **dépôts induits directement par les vagues** mais dans un milieu de moindre étendue que l'océan ouvert et fermé par des barres plus ou moins connectées et émergentes: les caractéristiques sont alors celles des figures d'offshore et de shoreface, seul le matériel resédimenté et la faune associée (coquilles et traces fossiles) pouvant varier.

. Il peut s'agir de **dépôts indirectement induits par les vagues** par l'effet d'un courant induit en domaine marin ouvert du à la remontée rapide du fond qui, franchissant les barres, induit un épandage en milieu marin restreint. Selon la morphologie de la barre, sous-aquatique ou émergente, deux types d'appareils sont à distinguer: les cônes d'épandages aériens et les replats sableux associés ("storm-washover fans" and "storm-sandflats"), les cônes d'épandages sous-aquatiques et leurs lobes associés ("spill-over lobes").

Les dépôts induits directement ou indirectement par les vagues peuvent coexister dans un profil de dépôt à barres multiples (Fig.14): le domaine marin restreint comprenant en direction de la mer les cônes sous-aquatiques et/ou aériens et en direction de la terre les épandages d'offshore et de shoreface. Ceci à des conséquences importantes dans un modèle de zonation de faciès. Premièrement, les **directions de paléocourants sont de sens opposés**: vers le domaine terrestre pour les cônes et vers le domaine marin pour les épandages. Deuxièmement, **l'enrichissement en argile n'est pas significatif d'une évolution vers la mer**. Il est donc impératif d'utiliser des critères sédimentologiques dans une zonation de faciès.

Les dépôts de cônes tant aériens que sous-aquatiques ne présentent pas de figures sédimentaires caractéristiques, leur identification procède d'une succession de critères négatifs, ce qui explique qu'ils aient été si peu signalés dans la littérature. Il n'en reste pas moins qu'ils constituent d'importants volumes dans les séries sédimentaires anciennes et notamment paléozoïques, et qu'ils présentent des associations de figures sédimentaires aisément caractérisables dans les séries anciennes.

## **CONES D'EPANDAGES SOUS-AQUATIQUES ("SPILL-OVER LOBES") ET LOBES D'EPANDAGES ASSOCIES**

### **DESCRIPTION:**

Il s'agit d'alternances ou d'amalgames de strates sableuses planes d'épaisseur constante (2 à 5 cm).

Ces strates sont soit sans structures, mais non granoclassées (base et sommet net), soit à lamines planes, soit à litages de rides de courant (mode de dépôt en traction pure). Ces derniers peuvent localement être combinés vagues/courants. Ces strates présentent parfois à leur sommet des évidences de rides de vagues plus ou moins interférentes recoupant les litages sous-jacents.

Ces strates sont dépourvues d'HCS (même si localement ces strates peuvent très légèrement onduler), ainsi que de sillons ("furrows") et de gouttières d'érosion ("gutter casts").

Ces strates peuvent s'organiser en prismes progradants, visibles à l'affleurement, de hauteur métrique et de quelques degrés d'inclinaison. Les strates peuvent alors développer un litage oblique tabulaire associé à des mégarides de courant à crêtes droites.

Les argiles noires associées sont dépourvues d'accumulations bioclastiques. Les traces fossiles, peu abondantes, sont oligo-spécifiques (*monocraterion*,...)

### **INTERPRETATION:**

Il s'agit de **dépôts sous-aquatiques en domaine marin plus ou moins ouvert** comme l'atteste la présence de rides de vagues et le type de bioturbation. De plus, aucun critère d'émersion temporaire n'a été rencontré.

Ces dépôts sont dus à des **écoulements unidirectionnels**; aucune évidence d'écoulement oscillatoire, si ce n'est à la faveur de remaniement sommital de strates, n'a été rencontré.

Ces dépôts s'organisent en **cônes de déjection sous-aquatiques évoluant latéralement en lobes plans**.

Ces cônes s'interdigitent localement avec des faciès de shoreface supérieur (lamines planes légèrement ondulées de vague) et de plages (litage incliné à faible angle), et leur sens de progradation est de sens opposé à l'inclinaison des lamines de plage et de shoreface supérieur.



## CONES D'EPANDAGES AERIENS ("STORM-WASHOVER FANS") ET REPLATS SABLEUX DOMINES PAR LES TEMPETES ("STORM-SANDFLATS")

### DESCRIPTION:

Les figures sédimentaires sont identiques au faciès précédent, seules diffèrent les sédiments dans lesquels ils s'interdigitent.

Il s'agit d'alternances ou d'amalgames de strates sableuses planes d'épaisseur constante (2 à 5 cm). Ces strates sont soit sans structures mais non granoclassées (base et sommet net), soit à lamines planes, soit à litages de rides de courant (mode de dépôt en traction pure).

Les sommets de strates présentent communément des rides de courants linguoïdes présentant des bourrelets de surépaississement sur le versant aval des crêtes et des rigoles d'écoulement de filets d'eau ("rill marks"), auxquelles s'ajoutent quelques rides de vagues à crêtes droites et à profil trochoïdal. Dans ces faciès s'interdigitent quelques mégarides présentant à leur front des "rill-marks".

Localement ce faciès passe à des strates obliques de hauteur pluridécimétrique. Les terminaisons en downlap de ces strates, en tous points identiques aux strates horizontales précédentes, buttent brutalement sur des argiles. Leur surface sommitale est ondulée plurimétrique, mais il ne s'agit pas de dômes.

Les traces fossiles préservées sont des *skolithos*. Certains niveaux argileux présentent des fentes de retraits ("shrinkage cracks") et beaucoup plus rarement de vrais polygones de dessiccation.

### INTERPRETATION:

Ces dépôts sont dus à des écoulements **unidirectionnels**. Les sens de progradation de ces strates obliques est opposé à l'inclinaison des lamines de la plage et du shoreface supérieur.

Ces dépôts sont **temporairement émergés** comme l'atteste les "rill marks" et les bourrelets de surépaississement des rides linguoïdes dus à l'effet de vidange de l'estran à marée descendante. Il s'agit donc de **cônes aériens dus aux tempêtes en arrière-barrière**. Les évidences de marées ne sont pas pour autant évidentes, tant au niveau des critères d'identification (enregistrement des cycles journaliers et lunaires) que des objets sédimentaires (absence de chenaux). C'est pour cette raison qu'il nous semble préférable de parler de faciès de replats sableux de tempêtes ("storm-sandflats") plutôt que de replats sableux de marées ("tidal-sandflats").

## APPAREILS SEDIMENTAIRES EN MILIEU MARIN RESTREINT

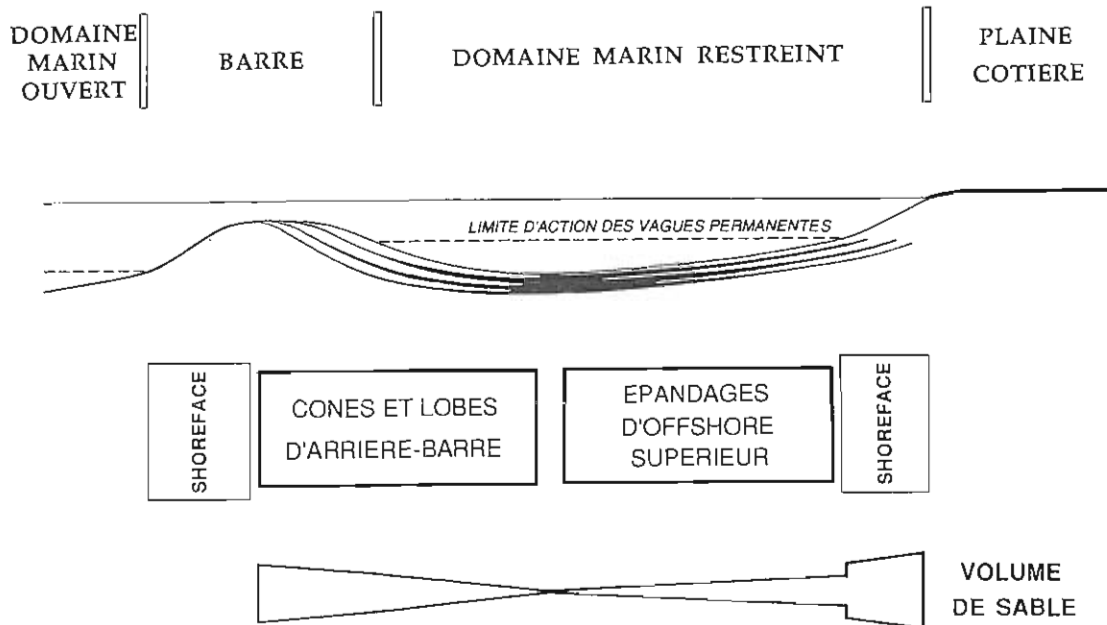


Fig. 14: Appareils sédimentaires et zonation de faciès en domaine marin restreint dominé par les vagues de tempêtes.

Ces faciès de cônes et lobes de tempêtes en milieu marin restreint ont souvent été confondus (1) avec des estrans de marées ("tidal-flats"), (2) avec des dépôts de shoreface inférieur, (3) avec des dépôts d'offshore supérieur distaux et (4) avec des dépôts de crues.

A la différence des **estran de marées** (TESSIER, 1989), ces faciès n'enregistrent ni cycles journaliers (courants de sens opposés) ni cycles lunaires (variations périodiques de l'épaisseur des strates). La différence avec le **shoreface inférieur** réside (1) dans la présence d'argile et (2) l'absence de litage de rides de vagues et d'HCS. Quant aux dépôts d'**offshore supérieur distaux**, ils sont strictement dépourvus de litages de rides de courants et les traces fossiles suggèrent un domaine marin franc (association Cruziana: *teichichnus*, *planolites*, *chondrites*,...). La principale difficulté réside dans une distinction avec les **dépôts de crues** qui présentent des caractéristiques hydrodynamiques similaires aux cônes de tempêtes. La distinction peut être appréhendée par la nature granulométrique du matériel: un cône de tempête remanie une plage, elle-même constituée de sables vannés par la houle; au contraire un fleuve, en période de crue, apporte un matériel grossier mal classé souvent riche en matière organique (débris ligneux,...).

### III - CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE DES SEQUENCES DE DEPOTS ETUDIEES (Fig.15).

Les sédiments étudiés sont d'âge Ordovicien. Ils appartiennent à une gigantesque plate-forme, la plate-forme nord-gondwanienne, qui enregistre durant l'Ordovicien un grand cycle transgression (Arenig-Llanvirn) - régression (Llandeilo-Caradoc) ponctué à son sommet par des événements tectoniques (volcanisme) et climatiques (glaciation fini-ordovicienne).

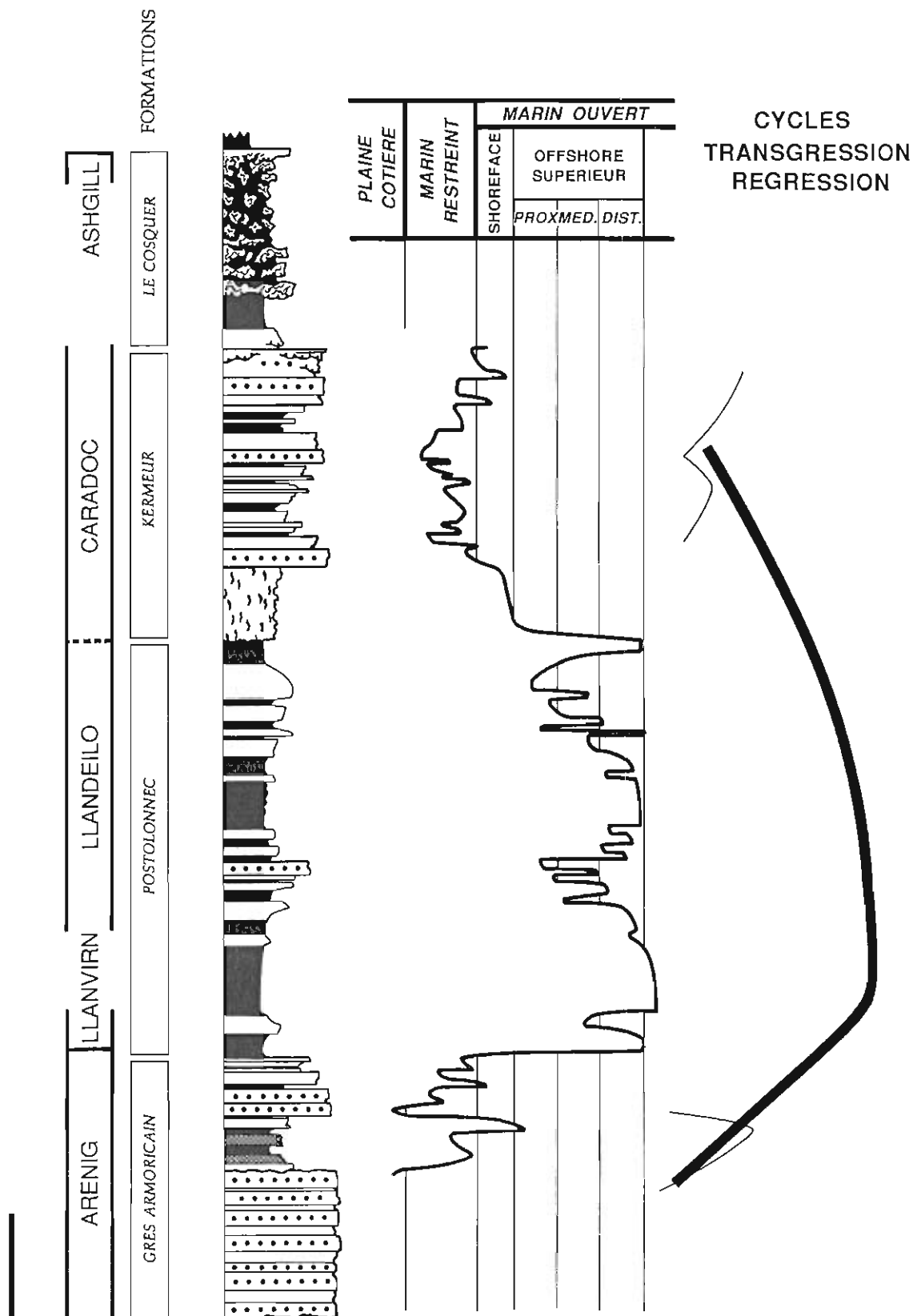


Fig. 15: L'Ordovicien armoricain: évolution verticale des milieux de sédimentation - définition des grands cycles transgression/régression. La coupe présentée est la superposition de coupes mesurées dans les trois affleurements visités.

La base du cycle (Formation du Grès Armoricaïn, Arenig *p.p.*), lui-même cycle tectonique transgressif-régressif d'ordre supérieur, enregistre d'importants mouvements tectoniques distensifs (BRUN *et al.*, 1991) induisant l'espace disponible pour pouvoir installer la plate-forme de l'Ordovicien moyen ("Schistes à *Calymènes*"). La tendance du cycle s'inverse lorsque le taux d'apport terrigène est supérieur à l'espace créé par la subsidence, c'est-à-dire à la fin du Llanvirn. Ce processus s'accélère à la base du Caradoc avec la Formation des Grès de Kermeur.

Les sédiments étudiés se placent en période de transgression (membre supérieur du Grès Armoricaïn), en période de début de régression (membres moyen et supérieur de la Formation des Schistes de Postolonnec) et en période de fin de régression (base de la Formation des Grès de Kermeur).

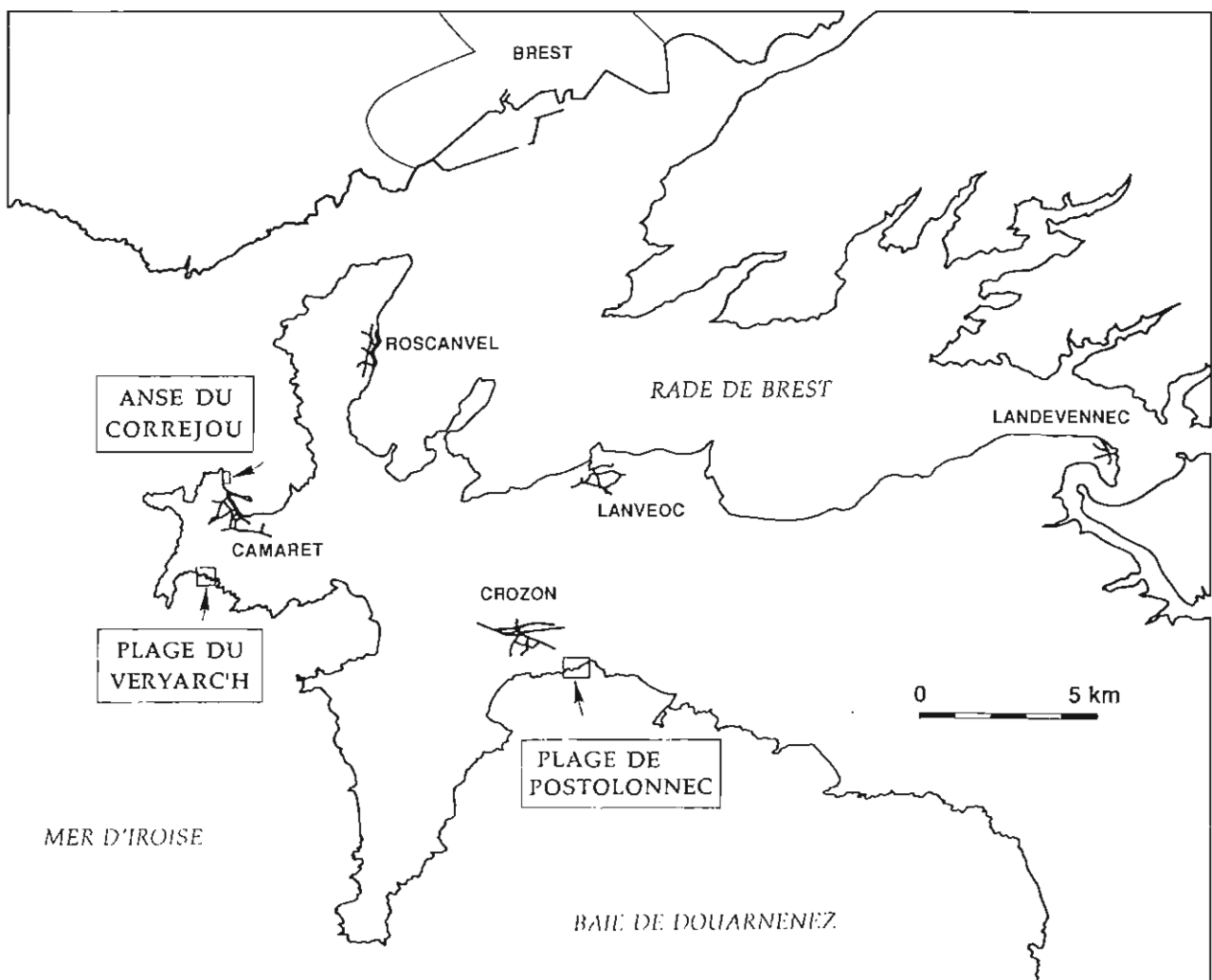


Fig. 16: Localisation des affleurements étudiés.

## LES AFFLEUREMENTS ETUDIES (Fig.16).

### **COUPE DE LA PLAGE DE POSTOLONNEC (secteur ouest).**

**NIVEAU ETUDIE:** Formation des Schistes de Postolonnec  
(Arenig supérieur/Caradoc)

**OBJECTIF:** Zonation des faciès de tempêtes en offshore supérieur  
(faciès distaux à proximaux)

**2 arrêts:** base du membre moyen de Kerarvail,  
sommet du membre supérieur.

### **COUPE DE LA PLAGE DU CORREJOU/ POINTE DU GOUIN**

**NIVEAU ETUDIE:** Formation du Grès Armoricaïn (Arenig)

**OBJECTIF:** Cônes et lobes d'arrière-barres aérienne et sous-aquatique  
("storm-washover fans" et "spill-over lobes"),

**1 arrêt:** partie médiane du membre supérieur du Grès  
Armoricaïn

### **COUPE DE LA PLAGE DU VERYARC'H**

**NIVEAU ETUDIE:** Formation des Grès de Kermeur (Caradoc)

**OBJECTIF:** . Shoreface supérieur de côte à "basse énergie",  
. Cônes et lobes sous-aquatiques ("spill-over lobes"),

**2 arrêts:** respectivement la limite entre les Formations de  
Postolonnec et de Kermeur et le premier niveau  
argileux de la Formation de Kermeur.

## BIBLIOGRAPHIE

- AIGNER T. (1982) - Calcareous tempestites : storm-dominated stratification in upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW Germany). *In* : "Cyclic and event stratification", G. EINSELE, A. SEILACHER, Eds., Springer Verlag, Berlin, p.180-198.
- AIGNER T. (1985) - Storm depositional systems. *Lecture Notes in Earth Sci.*, 3, Springer Verlag, Berlin, 174 p.
- AIGNER T., REINECK H.E. (1982) - Proximal trends in modern storm sands from the helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana maritima*, 14, p.183-215.
- ALLEN J.R.L. (1973) - A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Jour. geol. Soc., London*, 129, p.537-541.
- ALLEN J.R.L. (1982) - Sedimentary structures. Their character and physical basis. *Developments in sedimentology*, 30, Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, vol. I: 593p., vol. II: 663p.
- ARBOUILLE D. (1987) - La sédimentation de la plate-forme continentale nord-aquitaine au Quaternaire terminal : un exemple de système transgressif. *Thèse 3e cycle*, Univ. Bordeaux I, 196p.
- BAGHLI M.K. (1987) - Géométrie, séquences élémentaires et signification géodynamique des mégaturbidites en domaine marin profond. Exemple du bassin maghrébin sur nappes (Eocene supérieur - Oligocene supérieur Algérie du Nord). *Rap. Dipl. Et. Approf.*, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 26p.
- BAGHLI M.K., GUILLOCHEAU F., MOUHOUBI M., HOFFERT M. (1989) - Les turbidites à pulsations attribuées à des bouffées turbides. Une nouvelle séquence de figures sédimentaires : le cas du bassin oligocène maghrébin (Algérie du Nord). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.308, Série II, p.411-417.
- BOERSMA J.R. (1970) - Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. *Ph. D. Thesis*, Univ. of Utrecht, 65p.
- BRENCHLEY P.J. (1985) - Storm influenced sandstone beds. *Modern Geol.*, 9, p.369-396.
- BRENCHLEY P.J., ROMANO M., GUTIERREZ-MARCO J.C. (1986) - Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. *In* : "Shelf sands and sandstones", R.J. KNIGHT, J.R. McLEAN, Eds., *Canadian Soc. Petroleum Geologists, Mem.*, 11, p.241-255.
- BRIDGES P.H. (1972) - The significance of tool marks on a silurian erosional furrow. *Geol. Mag.*, 109, p.405-410.
- BRUN J.P., BALLARD J.F et LE CORRE C. (1991) - Identification of Ordovician block-tilting in the Hercynian fold belt of Central Brittany (France): field evidence and computer models. *Jour. Struct. Geol.*, 13, p.419-429.
- DE RAAF J.F.M., BOERSMA J.R., VAN GELDER A. (1977) - Wave-generated structures and sequences from a shallow-marine succession, lower Carboniferous, Country Cork, Ireland. *Sedimentology*, 21, p.451-483.
- DOTT R.H.Jr., BOURGEOIS J. (1982) - Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. America Bull.*, 93, p.663-680.
- DYER K.R. (1982) - The initiation of sedimentary furrows by standing internal waves. *Sedimentology*, 29, p.885-889.
- FIGUEIREDO A.G., SANDERS J.E., SWIFT D.J.P. (1982) - Storm-graded layers on inner continental shelves : examples from southern Brazil and the Atlantic coast of the Central United States. *Sed. Geol.*, 31, p.171-190.
- FLOOD R.D. (1983) - Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. America. Bull.*, 94, p.630-639.



- FURSICH F.T., OSCHMANN W. (1986) - Storm shells of *Nanogyra virgula* in the upper Jurassic of France. *N. Jb. geol. Paläont. Abh.*, 172, p.141-161.
- GADOW S., REINECK H.E. (1969) - Ablandiger Sandtransport bei Sturmfluten. *Senckenbergiana Maritima*, 1, p.63-78.
- GUILLOCHEAU F. (1983) - Les dépôts de tempêtes : le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. *Thèse 3e cycle*, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 223p.
- GUILLOCHEAU F. (1990) - Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple dévonien armoricain. *Thèse Doct. Sci. Nat.*, Univ. Louis Pasteur (Strasbourg), 257 p.
- GUILLOCHEAU F. (1991) - Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, à paraître, Décembre 1991.
- GUILLOCHEAU F., HOFFERT M. (1988) - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, Sér.II, p.1909-1916.
- HARMS J.C. (1975) - Stratification and sequences in prograding shoreline deposits. *In* : "Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences", J.C. HARMS, J.B. SOUTHARD, D.R. SPEARING, R.G. WALKER, Eds., *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, short course*, 2, p.81-102.
- HAYES M.O. (1967) - Hurricanes as geological agents, south Texas coast. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 51, p.937-942.
- KELLING G., MULLIN P.R. (1975) - Graded limestones and limestone-quartzite couplets : possible storm-deposits from the Moroccan carboniferous. *Sed. Geol.*, 13, p.161-190.
- KUMAR N., SANDERS J.E. (1976) - Characteristics of shoreface storm deposits : modern and ancient examples. *Jour. Sed. Petrol.*, 46, p.145-162.
- LARUE D.K., PROVIN K.G. (1988) - Vacillatory turbidites, Barbados. *Sed. Geol.*, 57, p.211-219.
- LECKIE D.A., WALKER R.G. (1982) - Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebarlower Gates interval. *American Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 66, p.138-157.
- LEWIS D.W. (1980) - Storm-generated graded beds and debris flow deposits with *Ophiomorpha* in a shallow offshore Oligocene sequence at Nelson, South Island, New Zealand. *New Zealand Jour. Geol. Geophys.*, 23, p.353-369.
- MARSAGLIA K.M., KLEIN G. de Vries (1983) - The paleogeography of paleozoic and mesozoic storm depositional systems. *Jour. Geol.*, 91, p.117-142.
- Mc KEE E.D. (1979) - Sedimentary structures in dunes. *In* : "A study of global sand seas", E.D. Mc KEE, Ed., *US Geol. Surv. Prof. Paper.*, 1052, p.83-134.
- MORTON R.A. (1981) - Formation of storm deposits by wind-forced currents in the gulf of Mexico and the North sea. *In* : "Holocene marine sedimentation in the North Sea basin", S.D. NIO, R.T.E. SCHUTTENHELM, T.C.E. van WEERING, Eds., *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 5, Blackwell, Oxford, p.385-396.
- NOTTVEDT A., KREISA R.D. (1987) - Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15, p.357-361.
- PEDERSEN G.K. (1985) - Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence : an example from the lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *Jour. Geol. Soc., London*, 142, p.357-374.

- PICKERING K., STOW D.A.V., WATSON M., HISCOTT R. (1986) - Deep-water facies, processes and models ; a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, p.75-174.
- REINECK H.E. (1977) - Natural indicators of energy level in recent sediments : the application of ichnology to a coastal engineering problem. In : "Trace fossils 2", T.P. CRIMES, J.C. HARPER, Eds., *Geol. J., Spec. Issue*, 9, p.265-272.
- REINECK H.E., DORJES J., HERTWECK G. (1968) - Sedimentologie, faunenzonierung und fazies abfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht. *Senckenbergiana Lethaea*, 49, p.261-309.
- REINECK H.E., GUTMAN W.F., HERTWECK G. (1967) - Das Schlickgebiet Südlich Helgoland als Beispiel rezenter Shelf Ablagerungen. *Senckenbergiana Lethaea*, 48, p.219-275.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1972) - Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, 18, p.123-128.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1980) - Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 549p.
- REINECK H.E., WUNDERLICH F. (1968) - Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln. *Senckenbergiana Lethaea*, 49, p.321-345.
- RUBIN D.M., SCHMIDT J.C. et MOORE J.N. (1990) - Origin, structure, and evolution of areattachment bar, Colorado River, Grand Canyon, Arizona. *Jour. Sed. Petrol.*, 60, 982-991.
- SOUTHARD J.B. (1991) - Experimental determination of bed-form stability. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19, p. 423-455.
- TURCQ B., CIRAC P., BERNE S., WEBER O. (1986) - Caractéristiques des environnements sédimentaires de la plate-forme continentale nord aquitaine en relation avec les processus hydrodynamiques actuels. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, 39, p.149-164.
- WHITAKER J.H.Mc.D. (1973) - "Gutter casts", a new name for scour and fill-structure ; with examples from the Llandoveryan of Ringerike and Malmaya, southern Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.*, 53, p.403-417.

**LA SEDIMENTATION AU COURS DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR  
EN PRESQU'ILE DE CROZON (MASSIF ARMORICAIN, FRANCE) :  
CONTROLES CLIMATIQUE (GLACIATION),  
VOLCANIQUE ET TECTONIQUE (DISTENSION).**

*HAMOUMI Naïma (1)*

*et*

*THONON Pierre (2)*

(1) Département de Géologie  
Université Mohamed V  
Faculté des Sciences  
BP 1014, RABAT  
MAROC

(2) Laboratoire de Géologie Structurale  
Université de Bretagne Occidentale  
6 avenue Le Gorgeu, 29283 BREST CEDEX  
FRANCE

LA SEDIMENTATION AU COURS DE  
L'ORDOVICIEN SUPERIEUR EN PRESQU'ILE  
DE CROZON (MASSIF ARMORICAIN, FRANCE) :  
CONTROLE CLIMATIQUE (GLACIATION),  
VOLCANIQUE ET TECTONIQUE (DISTENSION).

*UPPER ARDOVICIEN SEDIMENTATION IN CROZON  
PENINSULA (ARMORICAN MASSIF FRANCE) :  
CLIMATIC (GLACIATION), VOLCANIC AND TECTONIC  
(DISTENSION) CONTROL.*

N. HAMOUMI

Université Mohamed V - Faculté des Sciences -  
département de géologie - BP 1014 Rabat Maroc.

P. THONON

Université de Bretagne occidentale, Faculté des  
Sciences, Laboratoire de Géologie Structurale  
N°6, av. le Gorgeu 29283 - Brest Cedex - FRANCE.

Mots clés :

Massif armoricain - Presqu'île de Crozon - France - Ordovicien  
supérieur - Tectonique et sédimentation - déformations syn-  
sédimentaires - Volcanisme - Glaciation.

Résumé :

L'Ordovicien supérieur Ouest-armoricain (France) est une  
période d'instabilités tectoniques contemporaines de nombreuses  
manifestations volcaniques auxquelles se superpose une histoire  
climatique : glaciation fini-ordovicienne. Ces événements dont  
l'importance & la chronologie ont suscité de nombreuses discus-  
sions sont enregistrés dans deux unités lithologiques dis-  
tinctes de la presqu'île de Crozon : Crozon nord et Crozon sud.

*Key words :*

*Armorican Massif - Crozon Peninsula - France - Upper Ordovician - Tectonic  
and Sedimentation - Syn-Sedimentary deformations - Volcanism - Glaciation.*

*Abstract :*

*The west armorican (France) upper ordovician succession has influenced by tectonic  
instabilities, volcanic occurrences and late ordovician glaciation. These events which  
gave rise to long discussions are recorded in two sections of crozon peninsula :  
"Crozon nord" and "Crozon sud".*

# SOMMAIRE

## INTRODUCTION

### I- CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE

A-CONTEXTE GEODYNAMIQUE

B- CONTEXTE GEOLOGIQUE

1- Lithostratigraphie

2- Biostratigraphie

C- PROBLEMES POSES ET OBJECTIFS DE L'EXCURSION

1- Bilan des connaissances

2- Problèmes posés

3- Objectifs de l'excursion

### II- LE MORCELLEMENT DE L'AIRE DE SEDIMENTATION (PLATEFORME SILICOCLASTIQUE DOMINEE PAR LES TEMPETES) AVEC L'AVENEMENT DE LA FORMATION DE KERMEUR.

A- "L'UNCONFORMITÉ" DE LA BASE DU CARADOC :

ARRET 1 (CROZON NORD)

ET 5 (CROZON SUD)

B- LA FORMATION DE KERMEUR A CROZON NORD : ARRET 2

1- Faciès et milieux de dépôt

2- Pétrologie et minéralogie

C- LA FORMATION DE KERMEUR A CROZON SUD : ARRET 6

1- faciès et milieux de dépôt

2- Pétrologie et minéralogie

D- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DE LA FORMATION DE KERMEUR

### III- LA SEDIMENTATION GLACIOMARINE DE LA FORMATION DU COSQUER ET LES PHENOMENES DE RESEDIMENTATION EN RELATION AVEC UNE TECTONIQUE DISTENSIVE

A- LES SCHISTES DU COSQUER SENSU STRICTO : ARRET 3

1- Faciès et milieux de dépôt

2- Pétrologie et minéralogie

B- LES GRES DE LAMM - SAOZ : ARRET 4

1- Faciès et milieux de dépôt

2- Pétrologie et minéralogie

C- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUES DE LA FORMATION DU COSQUER

### IV- L'INSTALLATION D'UNE SEDIMENTATION CARBONATEE ET D'UN VOLCANISME (FORMATION DE ROSAN) DISTENSIF ANORGENIQUE

A- LES COULEES ET TUFFS DE LA COUPE DU VENNIEC : ARRET 7

B- LES TUFFS ET CALCAIRE DE ROSAN, CARRIERE DU : ARRET 8  
FOUR A CHAUX

## CONCLUSIONS

A- RELATIONS CROZON NORD / CROZON SUD

B- CALENDRIER DES EVENEMENTS GEODYNAMIQUES ET HISTOIRE  
SEDIMENTAIRE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR OUEST ARMORICAIN

C- PLACE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR OUEST ARMORICAIN DANS  
LA PLATEFORME NORD GONDWANIENNE

## INTRODUCTION

Au cours de l'Ordovicien supérieur, la plateforme nord gondwaniennne est soumise à l'influence de la glaciation fini-ordoviciennne et à une tectonique distensive qui aurait abouti selon certains auteurs à l'individualisation de la plaque Armorica.

Cette double histoire climatique et structurale est enregistrée dans le Massif Armoricaïn où le bassin ordovicien est divisé en deux aires paléogéographiques : l'unité Crozon nord et l'unité Crozon sud. La première qui est alimentée par les icebergs issus de l'inlandsis africain est affectée par une tectonique distensive. La deuxième qui est plus subsidente est le siège d'un volcanisme distensif anorogénique.

L'objectif de cette excursion est de montrer l'incidence de ces phénomènes sur les processus de sédimentation et de préciser les reconstitutions paléogéographiques.

Les affleurements qui seront visités (Fig.1) : coupe du veryarc'h (Crozon nord), coupe de l'aber Kerglentin / Venniec et carrière de Rosan (Crozon sud) par leur qualité remarquable et la diversité de leur faciès permettront d'illustrer l'histoire sédimentaire du bassin ordovicien de l'Ouest armoricaïn.

- 1- Le morcellement de l'aire de sédimentation (plateforme silicoclastique dominée par les tempêtes) avec l'avènement de la Formation de Kermeur.
- 2- La sédimentation glacio-marine de la Formation du cosquer essentiellement silicoclastique et les phénomènes de resédimentation en relation avec une tectonique distensive.
- 3- L'installation d'une sédimentation carbonatée et d'un volcanisme distensif anorogénique.

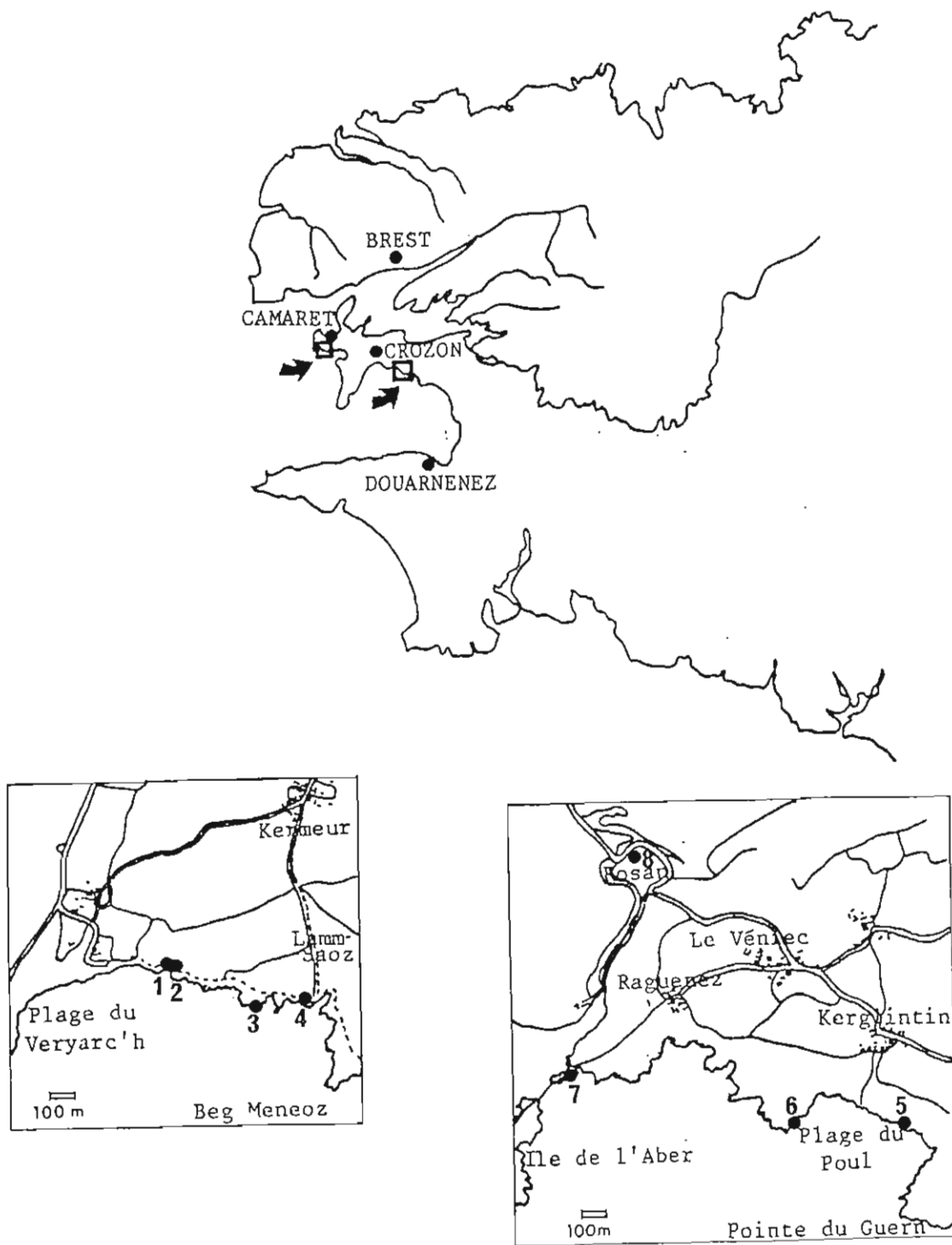
## I- CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE

### A- CONTEXTE GEODYNAMIQUE

A l'Ordovicien, l'Europe moyenne et l'Afrique du nord appartenaient à un vaste domaine de plateforme situé sur la marge nord du Gondwana et séparé par les océans Medio-europeen et Iapetus des cratons Baltica et Laurentia.

La reconstitution de cette gigantesque plateforme qui s'entendait du sud de l'Angleterre au Sahara en latitude et du Maroc jusqu'en Afghanistan en longitude est basée sur les études paléomagnétiques et géologiques (biostratigraphie, lithostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et magmatisme).





**Fig.1 : Localisation géographique des Arrêts**

- a- Carte au 1/25.000e de la Coupe du Veyarc'h (les numéros renvoient aux arrêts) :
- 1- Niveau à nodules phosphatés.
  - 2- Base des Grès de Kermeur.
  - 3- Base du Schistes du Cosquer.
  - 4- Grès de Lamm-Saoz.
- b- Carte au 1/25.000e de localisation de la coupe de l'Aber-Kerglentin, les numéros de correspondent aux arrêts :
- 5- Niveau à nodules phosphatés.
  - 6- Base des Grès de Kermeur.
  - 7- Coupe du Venniec.
  - 8- Carrière de Rosan.

## 1- Les Données paléomagnétiques

En plus des zones cratoniques majeures : Gondwana, Baltica et Laurentia (SCOTSE et al., 1978 ; BAMBACH et al., 1980 ; SMITH 1981 ; PERROUD et VAN DER VOO et al., 1984 ; VAN DER VOO et al., 1984 ; BONHOMMET et PERROUD, 1986) les mesures paléomagnétiques pour l'Ordovicien permettent de positionner un microbloc : la plaque Armorica constituée par la plupart des noyaux hercyniens de l'Europe occidentale et de la cote Est des Etats Unis (VAN DER VOO, 1979 ; PERROUD et al., 1983) près du pôle sud (Fig.2) sur la marge gondwanienne d'un grand océan : l'Océan médio - européen de WHITTINGTON et HUGUES, (1972). Cette plaque Armorica se serait détachée du Gondwana entre l'Ordovicien et le Dévonien (PERROUD et al., 1984 ; PERROUD 1985) créant ainsi la future Prototethys (Fig.3a et 4). La collision de la plaque Armorica avec la Laurasia serait à l'origine de l'orogénèse acadienne. Par la suite la migration du Gondwana vers l'ensemble Laurasia + Armorica va entraîner la fermeture de la Prototethys et la formation de l'orogénèse hercynienne au Carbonifère.

Ce modèle est conforté par les résultats obtenus sur le gabbro de Beja au Portugal (PERROUD et al., 1984) et sur les formations dévoniennes d'Afrique du Sud (BACHTADSE et al., 1984). Cependant d'autres auteurs nient l'existence de la plaque Armorica et supposent que l'ensemble du Gondwana est soudé à Laurasia dès le Dévonien. Cette hypothèse se base sur des mesures paléomagnétiques faites sur des sédiments dévoniens de Mauritanie (KENT et al., 1984) et sur la remise en question de mesures paléomagnétiques faites sur la norite de Mssisi au Maroc attribuée à un âge paléozoïque inférieur (HAILWOOD, 1974) mais qui s'est avéré d'âge jurassique (SALMON et al., 1987), enfin sur les similitudes paléogéographiques structurales et magmatiques entre les terrains Ordovico-Dévonien de l'arc ibéro-armoricaïn et ceux du Maroc (PIQUE et HOEPFNER, 1984 ; ROBARDET et al., 1986).

## 2- Les données biostratigraphiques

En plus du rôle évident dans l'établissement des séries stratigraphiques, les données paléontologiques fournissent d'importantes indications pour les reconstitutions environnementales, paléogéographiques et climatiques.

- Les fossiles reconnus dans les séries ordoviciennes de la marge gondwanienne indiquent un milieu peu profond de type plaleforme (BABIN et al., 1980 ; DESTOMBES et al., 1985 ; HENRY et DESTOMBES, 1991). Les traces d'activité biologique en particulier les associations de piste "Cruzinaa furcifera" et des Biolites à l'Ordovicien inférieur, confirment le caractère peu profond de cette plateforme. Elles permettent également de lui rapporter

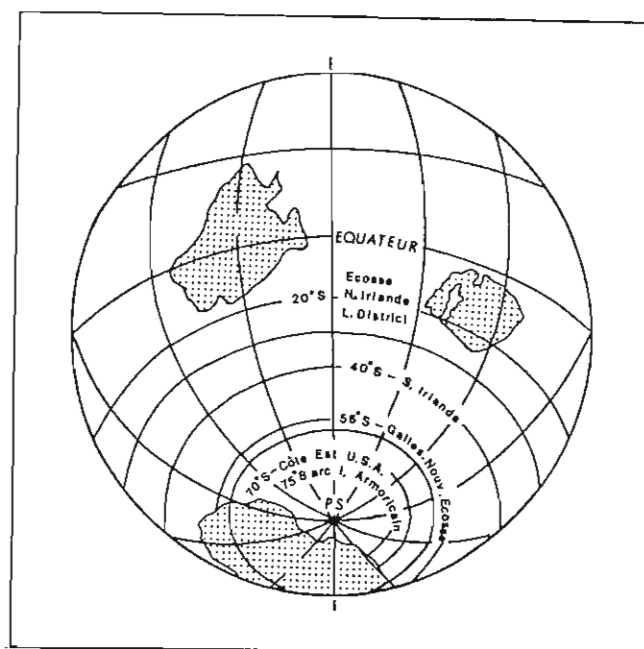


Fig.2 : Paléolatitudes à l'Ordovicien des noyaux paléozoïques de la chaîne hercynienne et des zones cratoniques (d'après PERROUD et VAN DER VOO, 1984).  
 1 = Godwana      2 = Baltica      3 = Laurentia

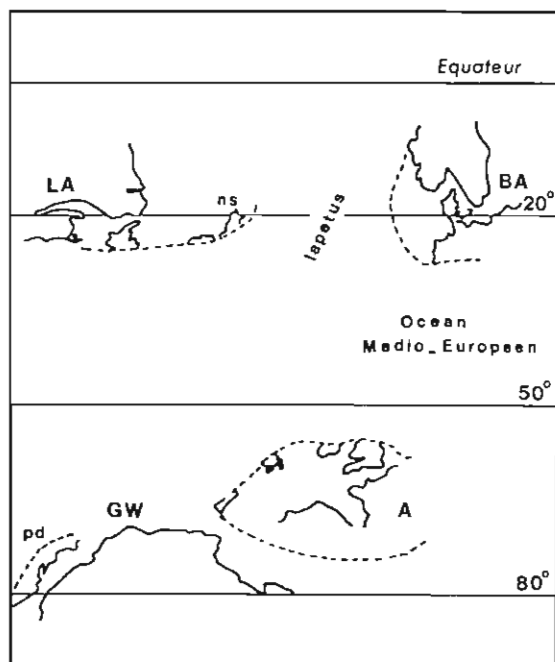


Fig.3a : Reconstitution paléogéographique à l'Ordovicien (d'après PERROUD, 1985)  
 A = Plaque Armorica  
 GW = Gondwana  
 LA = Laurentia  
 BA = Baltica  
 pd = Delaware Piedmont  
 ns = Nord de l'Ecosse

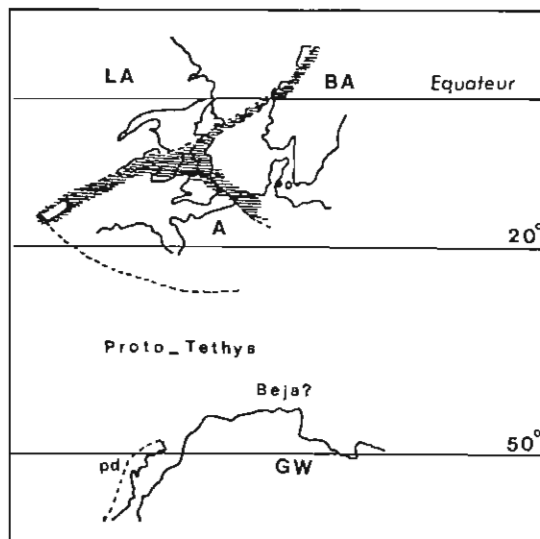


Fig.3b : Reconstitution paléogéographique au Dévonien après la fermeture des océans Iapetus et Médio-Européen (d'après PERROUD, 1985)

des dépôts situés au Sahara, en Libye, en Péninsule ibérique, en Turquie, au Pays de Galles, en France et à Terre Neuve (CRIMES et CROSSLEY, 1968).

- Les similitudes des associations fauniques, permettent de rapporter l'Afrique du nord et l'Europe moyenne à une même province dans laquelle des subdivisions sont proposées d'après la répartition des différents organismes :

- Une province méditerranéenne à Neseuretus tristani (SPJELDNAES, 1961).
- Une subprovince anglo-française et bohémienne d'après les Brachiopodes (WILLIAMS, 1973).
- Une province atlantique à graptolites (SKEVINGTON, 1973).
- Une province téthysienne à Scyphocrinites (CHAUVEL, 1966).
- Une province méditerranéenne à Acritarches (MARTIN, 1982).

- A partir de la répartition des provinces fauniques SPJELDNAES (1961) a défini une zonation climatique de l'époque ordovicienne cette reconstitution indique que le centre l'Afrique de l'ouest est situé au pôle sud dès l'Ordovicien moyen.

### 3- Les données lithostratigraphiques sédimentologiques et paléogéographiques

Les données lithostratigraphiques (particulièrement les marqueurs sédimentologiques) et paléogéographiques disponibles pour l'Ordovicien sont nombreuses et permettent de préciser les corrélations entre les différents domaines périgondwaniens.

- L'existence d'une glaciation finie - ordovicienne centrée sur le nord ouest de l'Afrique est maintenant un fait bien établi (SOUGY et LE CORCHE, 1963 a et b ; BEUF et al., 1971 ; DEYNOUX, 1980 et 1985). L'influence de cette glaciation est signalée dans plusieurs régions en Arabie (MC LURE, 1978 ; MC LURE et YOUNG, 1981), en Lybie (MASSA et al., 1978 ; BELLINI et MASSA, 1980), au Maroc (DESTOMBES, 1968 a et b, 1971 ; DESTOMBES et al., 1985 ; HAMOUMI, 1988), en Espagne (ARBEY et TAMAIN, 1971 ; HAFENRICHTER, 1980 ; ROBARDET et al., 1980), au Portugal (ROBARDET 1981), en France (DANGEARD et DORE et al., 1971 ; DORE 1985 ; HAMOUMI et al., 1981) en Allemagne HAMBREY et WADDAMS, 1981) et en Amérique du nord (SCHENK, 1972 ; HARLAND, 1981).

- Les niveaux de fer oolithiques sont présents dans les séries ordoviciennes en Afrique du nord et dans les différents microblocs du Gondwana (VAN HOUTEN, 1985).

La Formation des grès armoricains d'âge ordovicien inférieur définie dans le massif armoricain est connue en Montagne noire, dans la Péninsule ibérique, au Pays de Galles

au Sahara au Maroc, en Antarctique, à Terre neuve et en Amérique du sud (NOBLET, 1984).

- Les successions lithologiques ordoviciennes d'Europe et du Maroc présentent de grandes analogies de faciès. Il s'agit de dépôts silicoclastiques mis en place dans une plateforme peu profonde dominée par les vagues de tempêtes (HAMOUMI, 1981 ; GUILLOCHEAU, 1983 ; DURAND, 1985 ; ESCHARD, 1984 ; BRENCHLEY, 1985 ; HAMOUMI, 1988).

#### 4- Le magmatisme

Le magmatisme ordovicien de la plateforme nord gondwanienne traduit en général un régime distensif qui aurait donné lieu en Espagne à la formation d'une véritable croûte océanique avec des suites ophiolitiques au Silurien inférieur.

- Dans le massif armoricain, les séries de Crozon et d'Erquy à volcanisme basique et acide suggèrent un rifting intra-continental et un plutonisme granodiorctique à affinité trondjehmetique dont les caractères géochimiques suggèrent une origine par anatexie de la croûte basique profonde dans une zone de haut flux thermique correspondant à un amincissement crustal important (AUTRAN et al., 1984).
- En Espagne se développe un volcanisme basique (DENTEX, 1977 ; BARD, 1977).
- Le bloc corso-sarde et la Kabylie sont également le siège d'un magmatisme basique (ARTHAUD et MATTE, 1977 ; CARMIGNANI & al., 1978 ; BOSSIERE & RAYMOND, 1972 ; GELARD & al., 1978).
- Au Maroc l'Ordovicien inférieur est marqué par un volcanisme pyroclastique basaltique dans le jbel Siguenit, Anti-Atlas Oriental (DESTOMBES et al., 1985) et par quelques coulées basiques dans la région de Rabat à l'Arenig (LE COINTRE, 1926 ; CONGNEY, 1957 ; GARCIA, 1971). A l'Ordovicien supérieur. Silurien la phase magmatique se traduit par la mise en place du granite de Rabat Tiflet dans les Sehoul à la limite Ordovicien Silurien (PIQUE, 1979 ; PIQUE et MICHARD, 1988), par un volcanisme sous marin au Silurien inférieur dans la resta cotière (GORNEE et al., 1985) et durant l'Ordovicien terminal Silurien dans le Rif (CHALOUAN, 1986).

#### B- CONTEXTE GEOLOGIQUE

Le Massif Armoricain est un ensemble de plusieurs domaines structuraux différents, séparés par des zones limites qui "témoignent de mobilités intenses d'origine profonde et souvent de longue durée" (J. COGNE, 1977) (Fig.4).

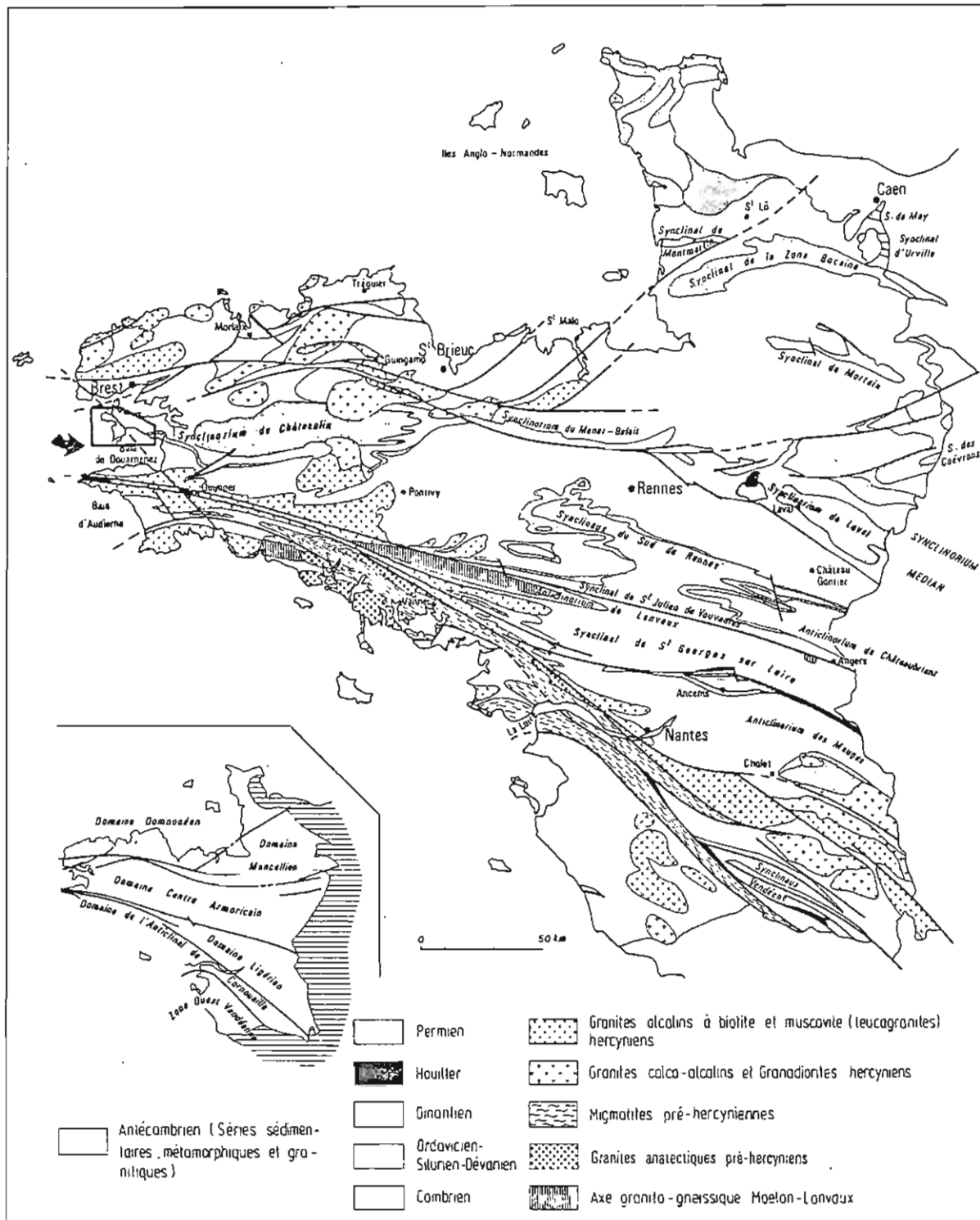
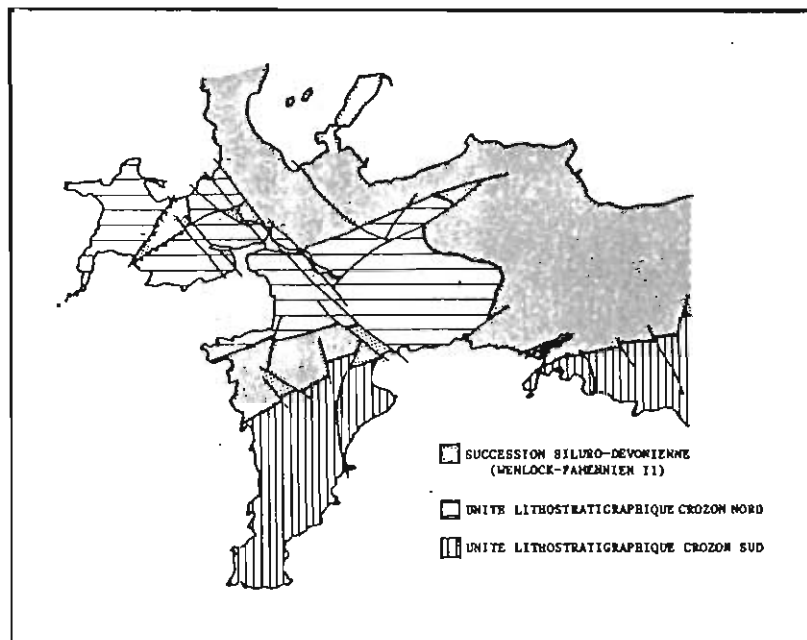
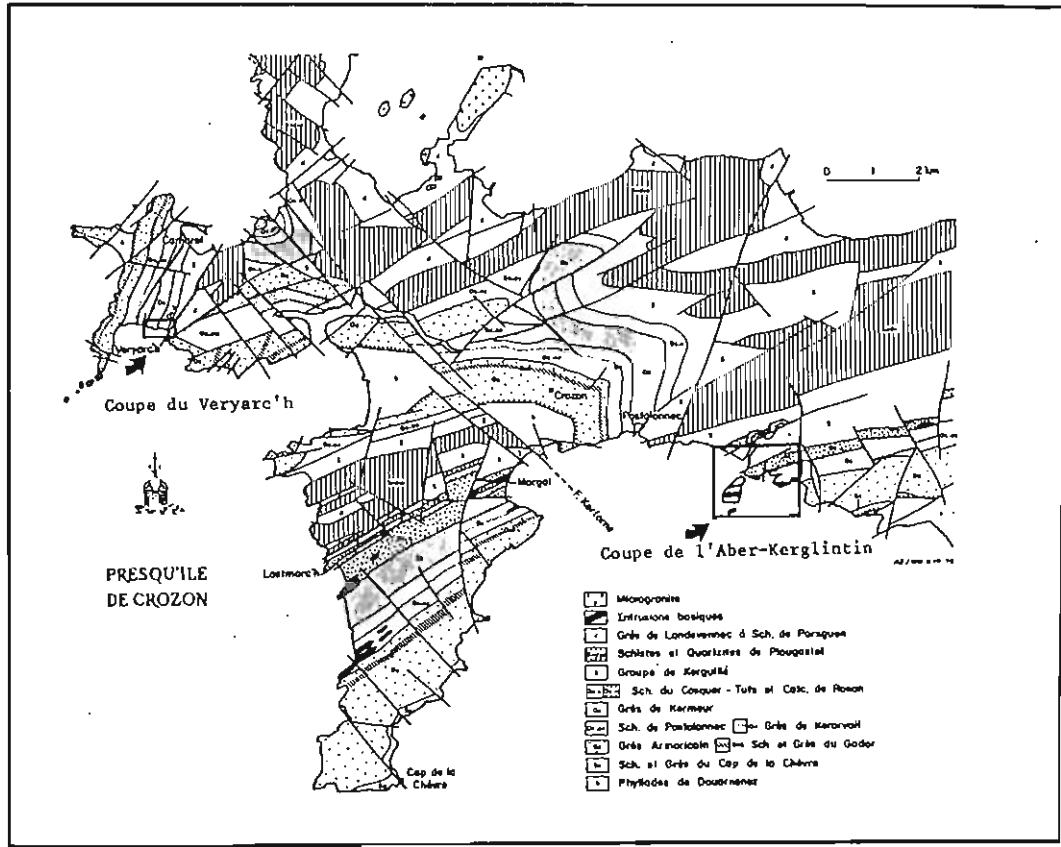


Fig.4 : Le Massif Armoricain : structure et grands domaines reconnus (d'après J. COGNE, 1971)  
Localisation de la région étudiée





**Fig.5 :**

**a- Contexte géologique des coupes étudiées**

**b- Extension géographique des unités lithostratigraphiques Crozon N et Crozon S**

A une échelle plus réduite, des constatations similaires peuvent être faites à l'intérieur d'un même domaine. De telles observations ont été réalisées dans la presqu'île de Crozon à l'extrémité Ouest du domaine centre-armoricain (Fig.1). Ce domaine, limité au Sud par la zone broyée Sud-armoricaine et au Nord par l'accident Molène-Montcontour est un bloc à caractères de chaîne intracontinentale ; il y affleure, en discordance sur un Précambrien supérieur, une série paléozoïque polyphasée dont une structuration majeure en climat anchi à épimétamorphique est rapportée à la limite du Famennien II Strunien (phase bretonne).

Dans ce domaine, l'Ordovicien supérieur apparaît dans deux unités lithostratigraphiques différentes : Crozon nord et crozon sud (Fig.5 et 6) entre lesquelles le passage latéral de faciès semble délicat à circonscrire et qui correspondraient à deux unités tectoniques rapprochées lors de la structuration varisque (DARBOUX et ROLET, 1979 ; HAMOUMI, 1981).

La coupe type de l'Ordovicien de Crozon Nord est fournie par les falaises de la plage du Vergarc'h en Camaret alors que la succession de l'Ordovicien de Crozon Sud peut s'étudier à la plage du Poul près de Kerglentin à l'Aber

## 1- Lithostratigraphie

Quelle que soit l'unité considérée, les formations de l'Ordovicien supérieur surmontent un ensemble pélitique homogène, la Formation de Postolonnec (400 à 450 m) qui renferme à son sommet un niveau à nodules phosphatés (DEUNFF, 1958 ; HENRY 1969 ; PARIS, 1981).

L'unité nord dont la coupe-type est la plage du Veryarc'h en Camaret comprend :

- la Formation de Kermeur (280 m) formée de pélites et de grès dominants, (MELOU et PLUSQUELLEC, 1975). Elle comprend de la base au du sommet un terme argileux bioturbé et un terme schisto-gréseux où s'intercalent deux épisodes schisteux relativement épais,
- la Formation du Cosquer constituée essentiellement de pélites (50 m) affectées de déformations syn-sédimentaires (BABIN et al., 1976). Sa partie sommitale plus gréseuse est dénommée : "Grès de Lamm Saoz".

L'unité sud dont la coupe-type est la plage de l'Aber-Kerglentin en Telgruc (Fig.6) comprend :

- La Formation de Kermeur (410 M) formée de pélites et de grès (MELOU et PLUSQUELLEC, 1975). Elle contient deux membres pélitiques, les membres de Raguenéz et de Kermeur, et des coulées en "pillow lavas".

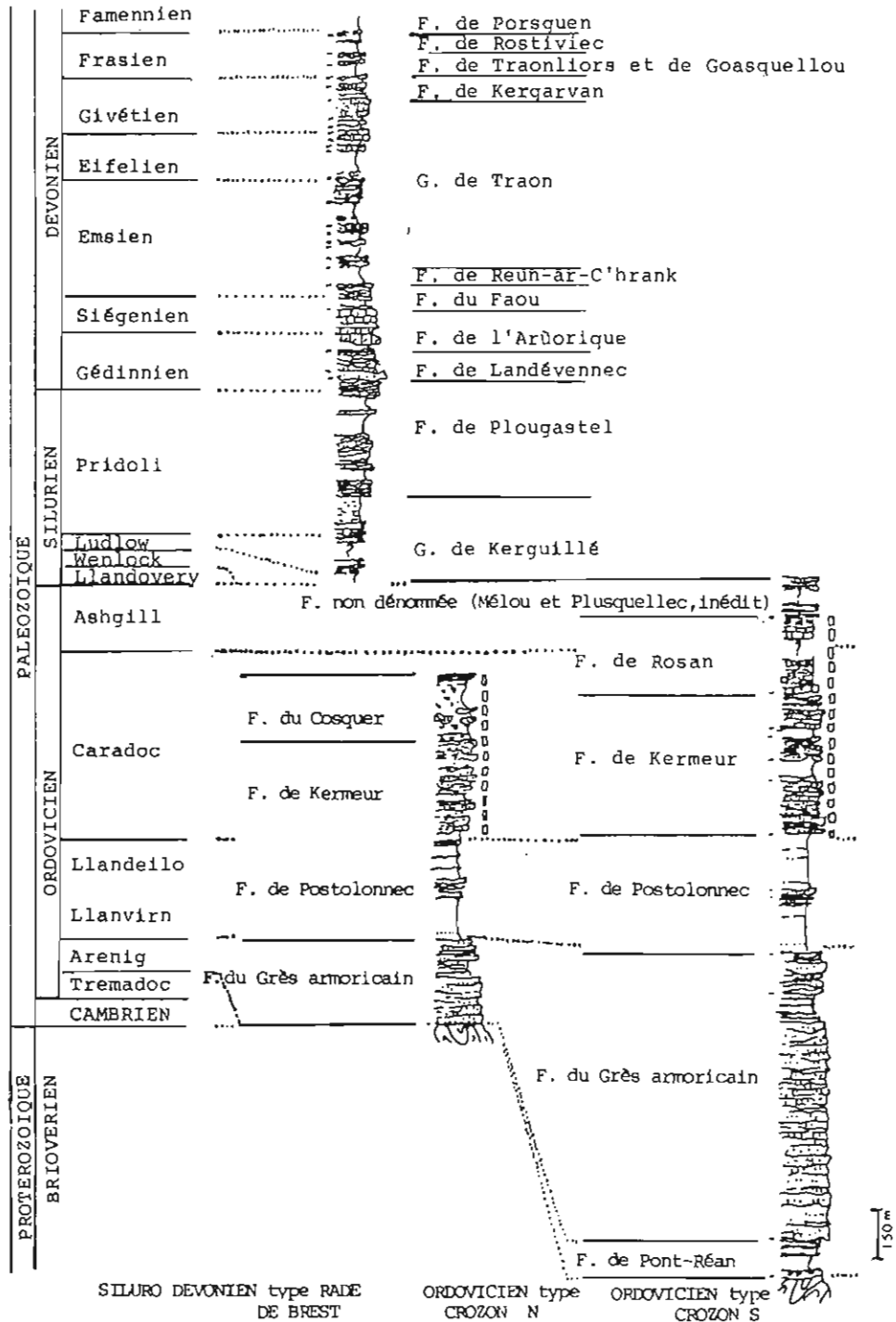


Fig.6 : Colonnes lithostratigraphiques synthétiques de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon.

- La Formation de Rosan constituée de niveaux carbonatés dans lesquels s'intercalent des tufs et des coulées massives et en "pillow lavas" ; son épaisseur, mal connue, est estimé à 200 m (Melou et Plusquellec, 1975).

## 2- Biostratigraphie

L'âge du niveau du sommet de la Formation des schistes de Postolonnec à galets phosphatés a été donné comme caradocien par DEUNFF en 1958 (Arcritarches). PARIS (1980) confirme ce résultat par l'étude des Chitinozoaires et met en évidence une lacune importante avec un changement presque total de la microfaune des Chitinozoaires entre les galets et la matrice. Le sommet de la Formation de Postolonnec est rapporté au Costonien à Harnagien (PARIS, 1981).

La Formation de Kermeur de l'unité Crozon Nord a livré à 125 m de la base (Unité VK de N. HAMOUMI, 1981) une association de Chitinozoaires (biozone d'extension de Jenkinschitina tanvillensis) d'âge Soudleyien (PARIS, 1981). La Formation de Kermeur de l'Unité Crozon Sud a livré à 250 m de la base (Membre de Raguenez) un assemblage de Chitinozoaires situé au-dessus de la biozone d'extension de Jenkinschitina tanvillensis (Paris, communic. orale). Par ailleurs J.L. HENRY (1980) a daté ce niveau grâce aux Trilobites, du Longvillien à l'Onnien (zone à Dicranograptus clingani).

La Formation du Cosquer n'a, à ce jour, livré aucune faune autochtone. Un fragment polyédrique remanié à la base de la Formation contenait un Brachiopode, cf. Cillinella svobodai (Havlicek, 1950)\*, connu en Bohême. La Formation du Cosquer est donc d'âge au moins post-Costonien. Les Grès de Lamm-Saoz ont livré un assemblage de Chitinozoaires de biozone d'acmé de Rhabdochitina ? cf. gallica (PARIS, 1981). Cet auteur envisageait alors l'hypothèse d'un remaniement par analogie avec un assemblage identique reconnu dans les "pélites à fragments" du synclinal de Buçaco (Portugal) sans pour autant réfuter un âge caradocien (sommet du Soudleyien) ; récemment (F. PARIS communic. orale), on a pu montrer que cet assemblage peut s'étendre jusqu'à l'Ashgill supérieur.

La Formation de Rosan est datée à l'aide des Conodontes du Caradoc moyen-Ashgill dans la carrière de l'île de Rosan (coupe de l'Aber-LINDSTRÖM & PELHATE, 1971) et de l'Ashgill dans les falaises de Lostmarc'h (Cap de la Chèvre-PARIS & al., 1981) et a Coat. Garrec (MELOU, 1971). Plus récemment (MELOU, 1987) a proposé un âge hirnantien pour les quartzarenites qui surmontent les derniers niveaux tuffacés dans l'île de Rosan.

---

\* Détermination M. MELOU, Laboratoire de Paléontologie et Stratigraphie du Paléozoïque, Université de Bretagne-Occidentale, Brest.

## C- PROBLEMES POSES ET OBJECTIFS DE L'EXCURSION

### 2- Les problèmes posés

Les coulées volcaniques des Formations de Kermeur (Crozon Sud) et Rosan enregistrent un volcanisme distensif anorogénique (MAILLET, 1977 ; THONON et ROLET, 1982 ; CABANIS, 1986). Il s'agit de basalt à caractère transitionnel en relation avec un rifting intracontinental.

La Formation du Cosquer est constituée de sédiments d'origine glaciaire (fragments polyédriques et quartz glaciaires et affectée par des déformations synsédimentaires témoins d'une instabilité tectonique (HAMOUMI 1981 ; HAMOUMI et al., 1981 ; HAMOUMI et al., 1989). Récemment (LONG, 1990) a remis en question l'origine glacio-marine de cette formation qu'il considère essentiellement d'origine gravitaire.

La Formation de Kermeur a Crozon Sud traduit une sédimentation dans une aire très subsidente (HAMOUMI, 1981).

La Formation de Rosan, par le brusque développement des carbonates, enregistre l'extension méridionale de la province carbonatée tempérée de l'Atlantique nord (LINDSTROM et PELHATE, 1971).

Les données biostratigraphiques disponibles interdisent un bon calage stratigraphique de ces Formations et donc des événements tectoniques et climatiques. Classiquement (BRADSHAW, 1963 ; PHILIPPOT, 1963 ; BISHOP et al., 1976a et b), les Formations du Cosquer et de Rosan sont considérées comme isochrones. Récemment, PARIS et al., (1981) ont proposé de placer la Formation du Cosquer stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Rosan afin de respecter une chronologie (sédimentation arenacée type Kermeur, sédimentation carbonatée type Atlantique nord, glaciation) connue en Péninsule Ibérique et au Maroc. Cependant, dans le même temps, GUILLOCHEAU et ROLET (1982) et HAMOUMI et al., (1989) envisagent la disposition inverse, la Formation de Rosan surmonterait la formation du Cosquer, afin de respecter les contraintes pétrographiques et géométriques régionales.

### 3- Objectifs de l'excursion

A l'aide des résultats de l'analyse sédimentologique ainsi que les données géologiques et géodynamiques régionales, l'excursion permettra de discuter les points suivants :

- La signification sédimentologique et géodynamique de chaque Formation.
- La chronologie des deux successions (Crozon Nord et Crozon Sud) et le calendrier des événements géodynamiques.

- L'histoire tectono-sédimentaire de ce domaine et de la platefome nord gondwanienne en général.
- La relation Crozon Nord/Crozon Sud.
- Les reconstitutions paléogéographiques à l'échelle de la plateforme nord gondwanienne.

## II- LE MORCELLEMENT DE L'AIRE DE SEDIMENTATION (PLATEFORME SILICOLASTIQUE DOMINEE PAR LES TEMPETES) AVEC L'AVENEMENT DE LA FORMATION DE KERMEUR

### A- L'INCONFORMITY DE LA BASE DU CARADOC : ARRET 1 (CROZON NORD) ET 5 (CROZON SUD)

La limite Landeilo (F. de Postolonnec)/Caradoc (F. de Kermeur) est soulignée par un niveau particulier. Il s'agit d'un niveau épais de 5 cm à nodules phosphatés remaniés avec une matrice argileuse (Fig.1, Pl.1). A Crozon Sud il contient également des oolithes ferrugineuses.

C'est un niveau marqueur qui permet des correlations entre Crozon nord, Crozon sud et avec le synclinal de Buçaco au Portugal (HENRY et THADEU, 1971). Il peut être corrélé également avec les niveaux de fer oolitiques de la limite Ilandeilo/Caradoc de l'Anti Atlas Nord occidental et central. Ces niveaux de fer oolithiques soulignent "l'unconformity" 5 qui sépare les séquences du Groupe du 1er bani et du Groupe des Ktaoua (HAMOUMI, 1988). Ils sont liés à une phase épirogénique qui s'est traduite selon le même auteur par la réactivation du socle, une subsidence différentielle et une diminution de la taille du bassin ainsi que par les discordances angulaires et les conglomérats signalés dans l'Anti-Atlas par DESTOMBES et al., (1985).

La genèse du niveau à nodules phosphatés s'est effectuée au moins en deux phases :

- Une phase de formation des phosphates et des oolites ferrugineuses, donc une phase de ralentissement voir d'arrêt de la sédimentation terrigène,
- Une phase de remaniement des nodules et des oolites par les tempêtes et leur sédimentation avec les argiles.

En effet la formation des nodules phosphatés se fait par l'agglomération d'un nombre important de cellules de phosphatisation dont l'origine est liée aux discontinuités sédimentaires et au remaniement biologique ou mécanique du sédiment meuble. Les processus de phosphatisation sont liés à l'activité biologique (LUCAS et PREVOT, 1975 ; LAMBOY, 1976 ; NATHAN et LUCAS, 1976) et aux milieux localisés semi-confinés par rapport à un environnement marin régional riche en phosphore (LAMBOY, id. op.). La Formation de oolithes de chamosite nécessite un arrêt de la sédimentation terrigène,

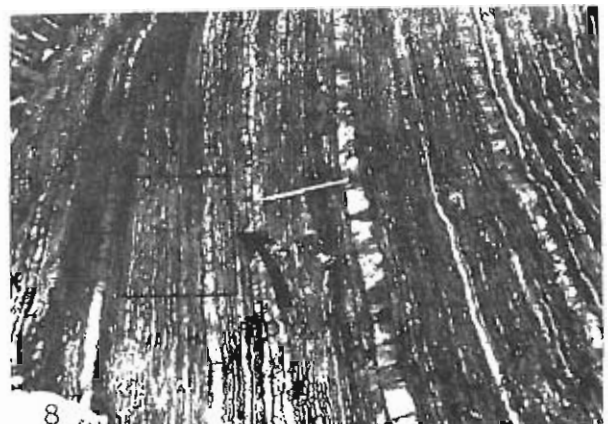
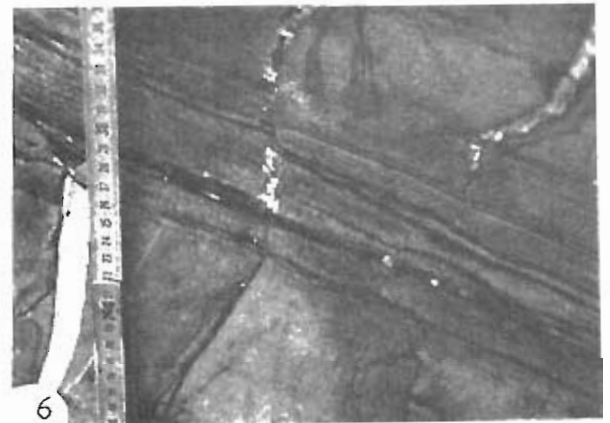
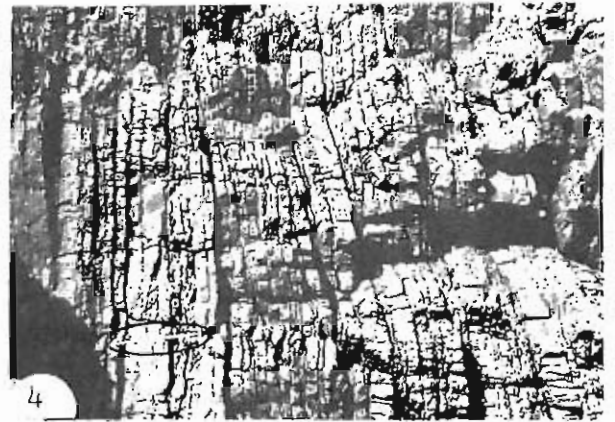
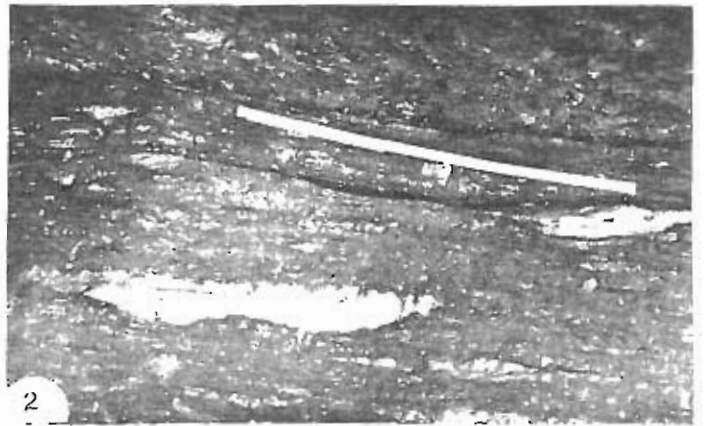
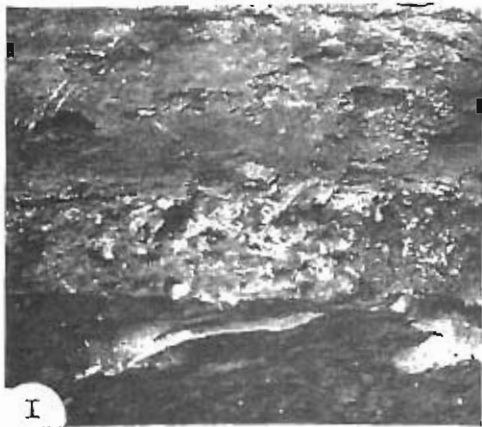
## TEXTE PLANCHE 1

### FACIES DES GRES DE KERMEUR A CROZON NORD

- Fig.1 : "Unconformity" de la base du Caradoc : niveau à nodules phosphatés et galets d'argile.
- Fig.2 : Faciès 1 ; ? rythmites gradées bioturbées.  
Noter la lenticularité et le caractère érosif des strates.
- Fig.3 : Faciès 2 : Bancs massifs quartzitiques métriques de couleur beige à surface basale nette et surface sommitale modelée par des interstrate réduite à l'état de joint. Ce lithofaciès constitue les termes les plus proximaux de l'épendage, il est induit par des vagues de tempête.
- Fig.4 : Faciès 3 : (extrême gauche de la photo). Alternance de shales peu épais (5 cm) et d'une strate composée tantôt de grès argileux bioturbés, tantôt de quartzites à litage parallèle et litage oblique de rides.  
Faciès protégé mis en place par des courants semi-permanents.
- Fig.5 : Faciès 4 : Alternance de banc de quartzite métrique à décimétriques à limites érosives & lamines parallèles horizontales ou légèrement ondulées avec des interbancs argileux à lamines de silt ondulées parallèles ou obliques.
- Fig.6 : Faciès 4 : Détail au niveau d'un interbanc.
- Fig.7 : Faciès 4 : Surface sommitale d'un banc avec des rides interférentes (1) et des rides lyngoides (2).
- Fig.8 : Faciès 4 : Alternance de bancs de grès à épaisseur centimétrique constante avec des limites érosives et un litage parallèle ou de rides interférentes et d'interbanc à épaisseur décimétrique à litage de rides interférentes. Faciès protégé derrière une barre.



# PLANCHE 1



l'installation d'un environnement moyennement réducteur, peu profond et de faible énergie ainsi qu'un substrat argileux riche en fer (VAN HOUTEN et BHATTACHARYA 1982).

• Le niveau à nodules phosphatés correspond donc à une discontinuité sédimentaire. Ce résultat est également mis en évidence par les données paléontologiques qui montrent une lacune importante avec un changement presque total de la microfaune de chitinozoaires entre les galets et la matrice (PARIS 1980). Il prouve l'existence de "l'unconformity" 5 dans l'ouest armoricain.

## B- LA FORMATION DE KERMEUR A CROZON NORD : ARRET 2

### Faciès et milieux de dépôt

La Formation de Kermeur est constituée par des dépôts terrigènes et des dépôts mixtes terrigènes/carbonatés (Fig.7). Elle est affectée dans sa partie sommitale au contact de la Formation du Cosquer par un glissement synsédimentaire (Fig.5, Pl.2).

Les faciès de la Formation de Kermeur indiquent une sédimentation souvent rapide dans un milieu de plateforme assez proximale dominée par les tempêtes (HAMOUMI, 1981 ; HAMOUI et al., 1989).

#### a- Faciès 1 (Fig.2, Pl1) :

Le faciès 1 est constituée par l'alternance centimétrique d'interstrates argileuse et de strates (1 à 4 cm) de grès argileux ou de siltite lenticulaires et à limites érosives. Elles présentent soit un litage (horizontal ou oblique) soit un pseudogranoclasement et dans la plupart des cas elles sont totalement rhéomogéinisées par la bioturbation.

Ce faciès pourrait correspondre à des rythmites gradées (REINNECK et SINGH, 1972) très bioturbées.

#### b- Faciès 2 (Fig.3, Pl.1) :

Il s'agit de l'alternance des bancs de quartzite métriques, lenticulaires sans litage apparent, avec des dichotomies, une limite basale érosive et ondulée ainsi qu'une limite sommitale érosive avec des brioques ("sandstones mounds") et d'interbancs réduits à l'état de joints secs. L'absence de litage due probablement à un taux de sédimentation rapide rend difficile l'interprétation de ce faciès. Cependant le caractère érosif des bancs et leur lenticularité ainsi que la présence de brioche et l'absence de critères de marées ou de houle plaident en faveur d'une sédimentation par les tempêtes.

# CROZON NORD

# CROZON SUD

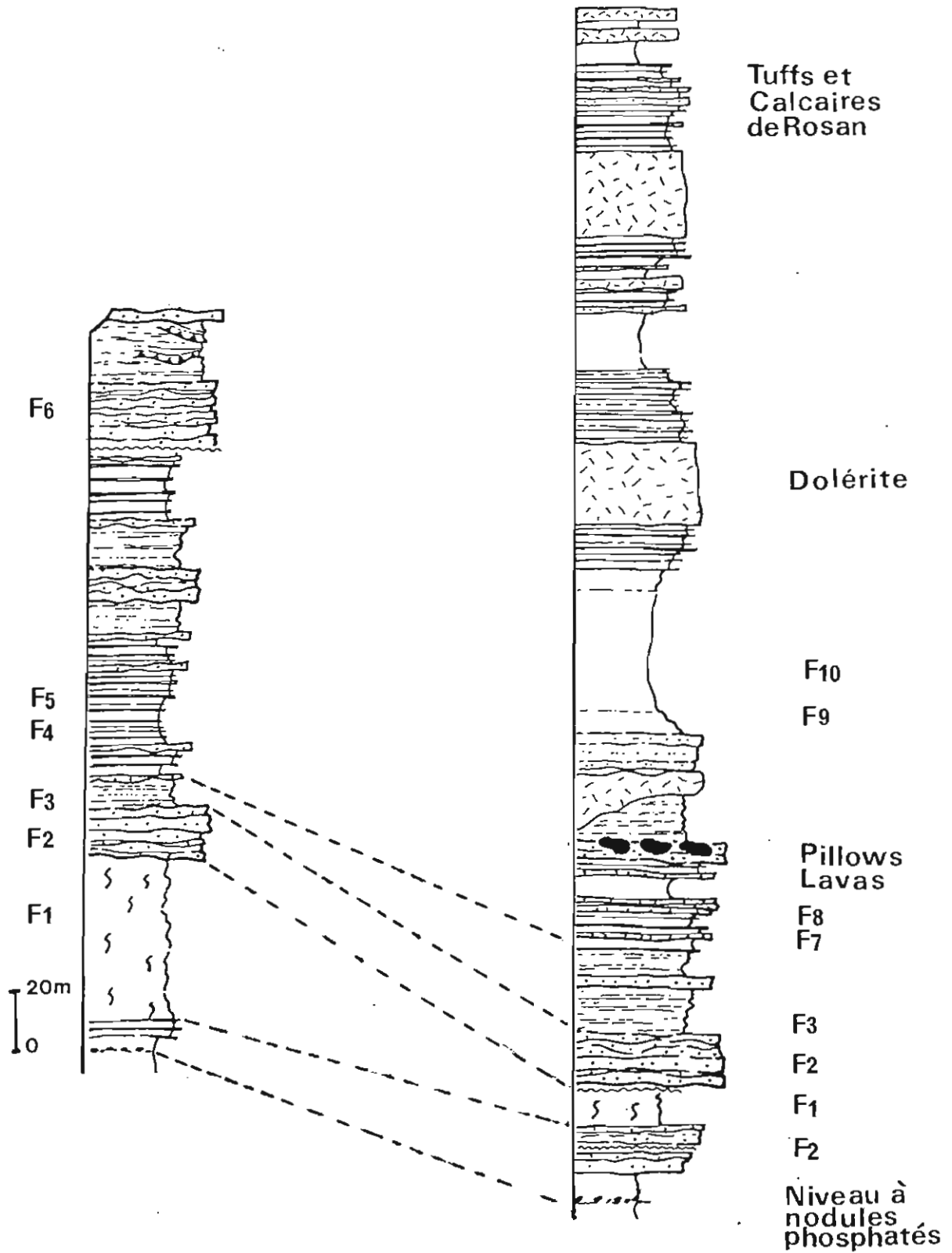


Fig.7 : Formation de Kermeur à Crozon nord et Crozon sud.

c- Faciès 3 (Fig.3, Pl.1) :

Le faciès 3 est constitué par l'alternance centimétrique d'interstrates argileuses et de strates de grès. Les strates ont une épaisseur qui varient latéralement et des limites très érosives. Leur litage s'exprime soit par des lamines parallèles soit par des lamines obliques de rides de vagues ou de courants unidirectionnels. Ces alternances évoquent un faciès protégé déposé par des courants semi-permanents.

d- Faciès 4 (Fig.5, 6 et 7, Pl.1)

Le faciès 4 est une alternance décimétrique à métrique de bancs quartzitiques et d'interbancs à dominance pélitique.

Les bancs ont une surface basale plane érosive et une surface sommitale ondulée érosive avec des rides interférentes (Fig.7, Pl.1). Leur litage interne est de type lamines horizontales ou lamines ondulées parallèles. Les interbancs sont constituées par des shales d'épaisseur centimétrique ou métrique à lamines silteuses ondulées parallèles ou obliques.

Dans ce faciès, les bancs seraient induits par des écoulements oscillatoires de haute énergie épisodiques, les interbancs centimétriques traduiraient une sédimentation par les courants liés à la turbulence du milieu qui persiste après le passage d'une tempête et les interbancs d'épaisseur métriques à un dépôt de vague de haute énergie en zone protégée.

e- Faciès 5 (Fig.8, Pl.1) :

Le faciès 5 est constitué également par une alternance grès, shales dominants.

Les bancs de grès d'épaisseur constante centimétrique à décimétrique ont des limites érosives légèrement ondulées et un litage de rides interférentes ou litage plan. Les interbancs montrent des interstrates argileuses et des shales de silt centimétrique lenticulaires à litage oblique de rides interférentes.

Ce faciès pourrait être l'expression d'une dynamique de tempête dans une zone protégée comme cela est indiqué par la présence de litage de rides interférentes et par sa position derrière une barre sableuse.

f- Faciès 6 (Pl.2) :

Le faciès 6 est constitué par l'amalgame de bancs gréseux ou grés-carbonaté d'épaisseur décimétrique à métrique qui varie latéralement et de miches carbonatées. Les bancs ont une surface basale ondulée érosive avec des sillons, une surface

## TEXTE PLANCHE 2

### FACIES DES GRES DE KERMEUR A CROZON NORD

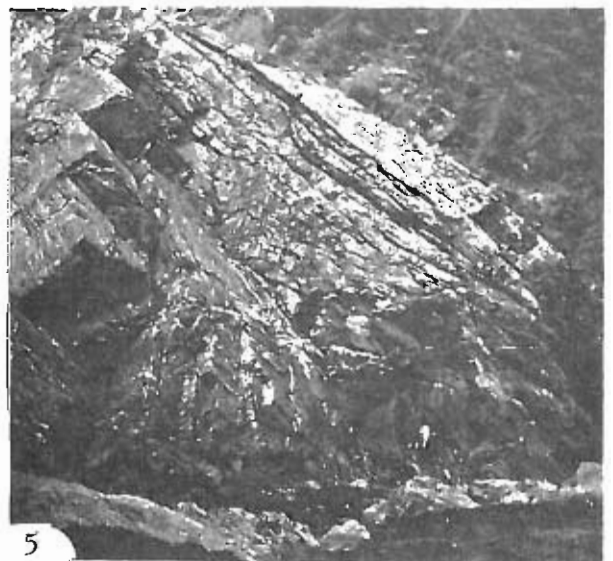
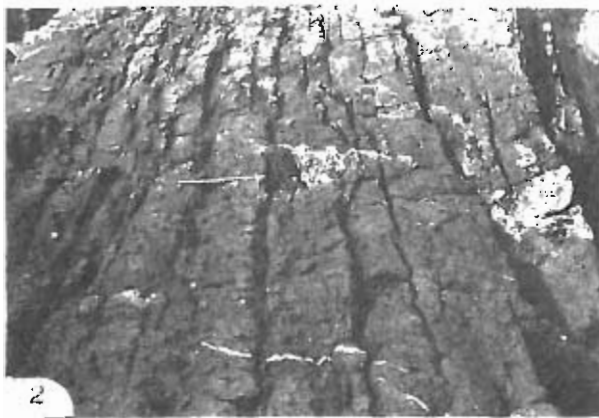
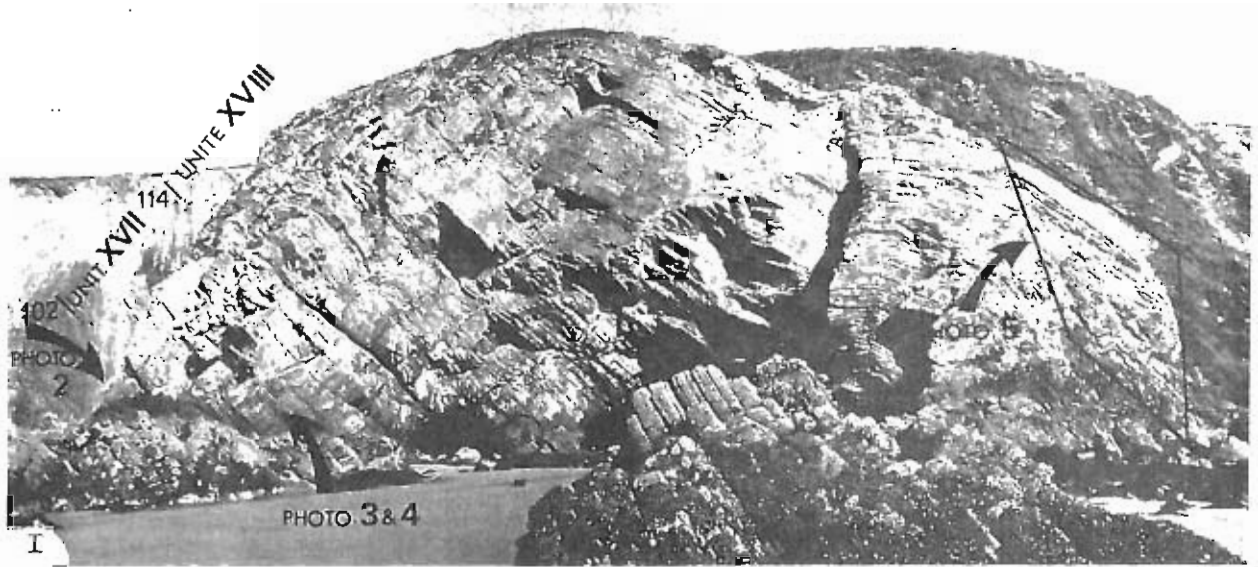
Fig.1 : Panorama du sommet de la formation des grès de Kermeur, et localisation des photos 2, 3, 4, et 5.

Fig.2 et 3 : Faciès 6 : Bancs métriques à décimétriques gréseux ou gréso-carbonatés amalgamés avec des limites ondulées érosives et un litage plan parallèle fruste.

Fig.4 : Miche carbonatée dans le faciès 6.

Fig.5 : Sommet des grès de Kermeur. Vue du glissement synsédimentaire.

PLANCHE 2



sommitale également érosive qui comporte des dômes et un litage plan parallèle fruste parfois bioturbé.

Ce faciès pourrait correspondre à une expression particulière du litage oblique en mamelon (HARMS et al., 1975) dans un milieu proximal à sédimentation rapide (HAMOUMI 1981, HAMOUMI et al., 1989). Les miches carbonatées sont des objets d'origine hydrodynamiques qui résultent du remplissage de sillons d'érosion dans les plateformes dominées par les tempêtes (HAMOUMI 1988 ; GUILLOCHEAU 1983).

## 2- Pétrologie et minéralogie

Les sédiments de la formation du Veryarc'h sont des argilites, des siltites, des wackes arkosiques, quartzarenites et des subarkose (HAMOUMI, 1981) qui traduisent une roche mère à composantes cristallines et épimetamorphiques dont l'érosion s'est opérée dans un contexte tectonique calme sous un climat aride à semi-aride.

Ils se caractérisent par un bon degré d'évolution et un cortège minéralogique assez constant (Fig.1 et 2, Pl.3) : Quartz, feldspaths plagioclases (albite) très souvent altérés, micas (muscovité chlorite et biotite) des minéraux lourds (zircon, tourmaline, rutile) et des minéraux opaques (pyrite hématite goethite). Les seules différences notées sont :

- . l'absence de chlorite et biotite dans les faciès grossières,
- . la présence de quartz tourmalinifère dans les arénites,
- . une variation de la maturité texturale entre les dépôts fins et les dépôts grossiers.

Les processus diagénétiques qui ont affectés ces sédiments résultent d'un enfouissement lent et régulier lié à une subsidence très faible. Ils se sont effectués en quatre étapes. La première a permis la formation de Kaolinite à partir des feldspaths et des muscovites qui a pu se conserver durant le climat anchizonal de la phase bretonne (Fig.3, 4, 5, 6 et 7, Pl.3).

## C- LA FORMATION DE KERMEUR A CROZON SUD : ARRET 6

### 1- Faciès et milieux de dépôt

La formation de Kermeur à Crozon sud est constituée par des dépôts silicoclastiques dans lesquels s'intercalent des coulées en pillows à la base ainsi que des sills et des filons doléritiques (Fig.6, Pl.4) dans la partie moyenne et supérieur (Fig.7).

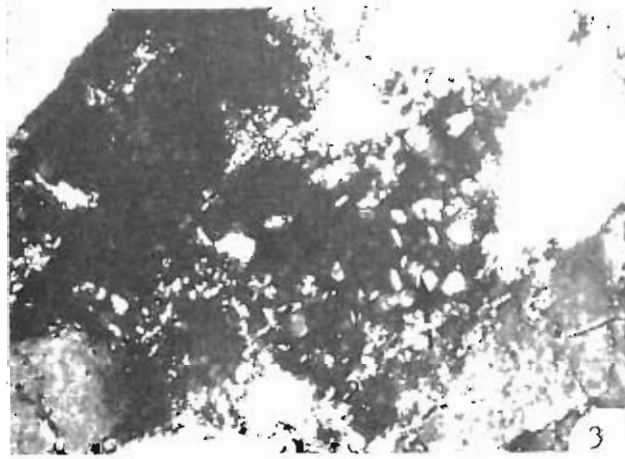
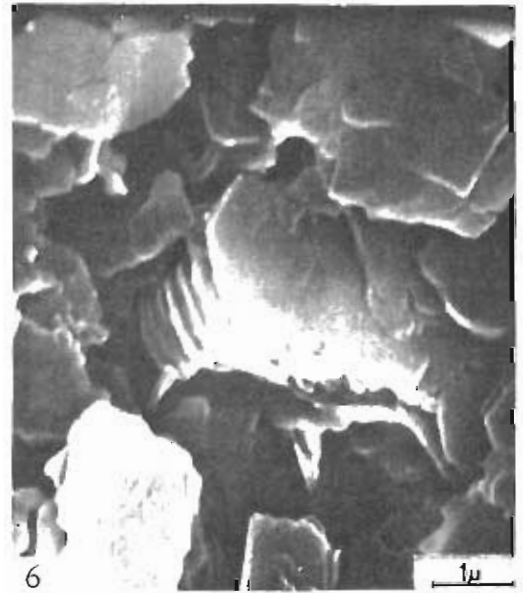
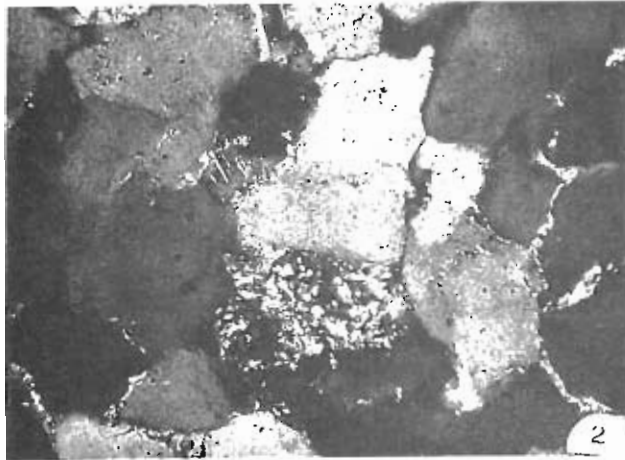
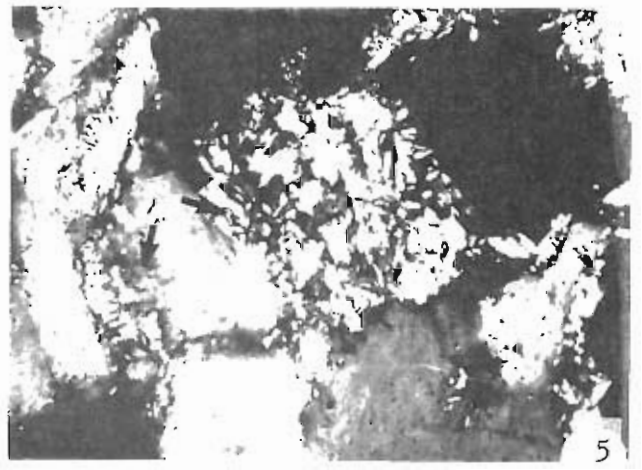
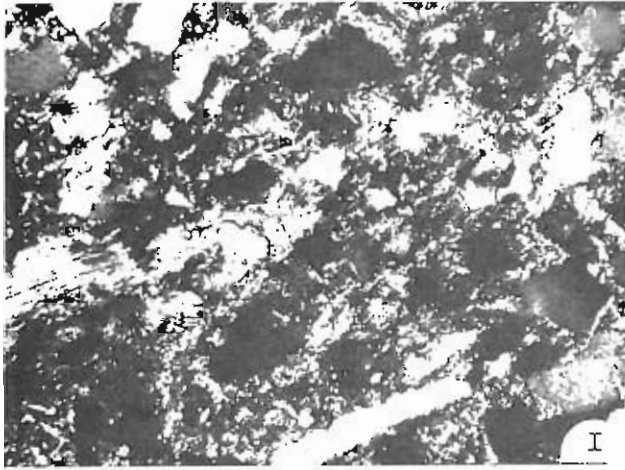
### TEXTE PLANCHE 3

#### PETROFACIES ET MINERAUX DE LA FORMATION DE KERMEUR, CROZON NORD

- Fig.1 : Quartzwack (x 150) dans lequel les éléments clastiques sont représentés par des quartz, des feldspaths, de la muscovite, de la biotite, des zircons, des tourmalines, du rutile et des minéraux opaques. La phase de liaison, très importante, est constituée d'illite et de chlorite.
- Fig.2 : Quartzarénite (x 150) qui se caractérise par une quartzification intense ; le contenu minéralogique reste identique à celui du pétrofaciès précédent. Noter au centre de la figure un quartz tourmalinifère et un feldspath kaolinisé et illitisé.
- Fig.3 : Développement de la kaolinite et de l'illite dans un pore. La kaolinite se présente sous forme de minéraux en accordéon ou en éventail dont les feuilles s'éteignent progressivement ou bien sous forme de vermicule. Les écailles d'illites commencent à envahir le pore, elles se différencient des kaolinites par leur petite taille.
- Fig.4 : Illite se développant entre les feuillettes d'une muscovite préalablement ouverts par la kaolinite :  
en (1) reliques de muscovite,  
en (2) cristaux d'illite,  
le reste de la muscovite est kaolinisé.
- Fig.5 : Feldspath kaolinisé et illitisé. C'est le cas extrême où il ne subsiste plus du feldspath que sa forme originelle.
- Fig.6 : Eclat de roche frais au MEB. La kaolinite se présente en feuillettes hexagonaux empilés, et l'illite en écailles. Noter l'abondance de l'illite qui envahit le pore.
- Fig.7 : Eclat de roche frais ou MEB. Les feuillettes de kaolinite se développent sur un feldspath à peine reconnaissable.



PLANCHE 3



Les coulées volcaniques de la base (signalées pour la première fois par MELOU, ROLET et THONON) comportent les termes suivants :

- un niveau de brèche de flanc (épaisseur 0,5m) d'éléments spilitiques centimétriques,
- une coulée débitée en pillows de couleur vert sombre, de 25cm de longueur environ, sans aucune vésicularité (Fig.7, Pl.4),
- une coulée avec des pillows plus grands (50cm à peu près de longueur et 25cm de largeur) (Fig.8, Pl.4) ; séparée de la première par des grès altérés en boule, des quartzites et des argilites bioturbées.

Elle est affectée vers le sommet par des déformations synsédimentaires.

Cette succession traduit également une sédimentation en plateforme dominée par les vagues de tempêtes. Cependant la mise en place est beaucoup moins rapide et se fait souvent dans des zones plus distales qu'à Crozon nord. Elle présente en plus des faciès 1 et 3 reconnus à Crozon nord quatre autres faciès.

a- Faciès 7 (Fig.1, Pl.4) :

Le faciès 7 est constitué par des interbancs pélitiques et des bancs gréseux ou gréso-carbonatés. Les bancs présentent un litage oblique en mamelon (HARMS et al., 1975) ou un litage de rides de vagues. Il s'agit d'un dépôt de tempête proximal où la grande variété de strates à litage oblique en mamelons et à rides de vagues suggère des interférences complexes entre plusieurs types d'épandage.

b- Faciès 8 (Fig.2, Pl.4) :

Le faciès 8 est constitué par l'alternance de strates centimétriques de grès fins à rides chevauchantes en phase et d'interstrates décimétriques à métrique de shales à lamines silteuses pouvant être bioturbées. La présence de litage de rides chevauchantes en phase (GUILLOCHEAU 1983 ; BRENCHLEY 1985) permet de le rapporter à un dépôt de tempêtes.

c- Faciès 9 (Fig.3, Pl.4)

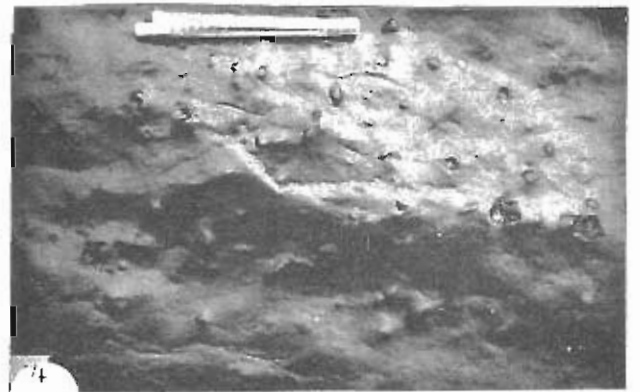
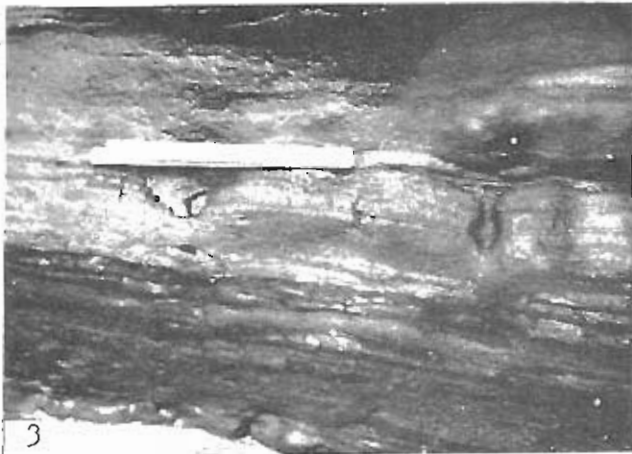
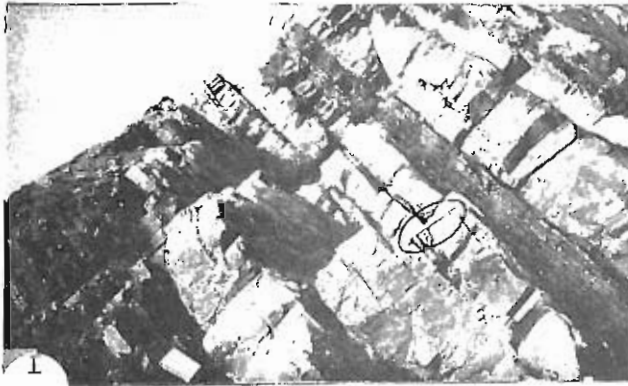
Le faciès 9 correspond à des rythmites gradées (REINNEK et SINGH, 1972) constituées par l'alternance de silt et d'argile bioturbe. Il s'agit également d'un dépôt de tempêtes dans une plateforme distale.

## TEXTE PLANCHE 4

### FACIES DE LA FORMATION DE KERMEUR A CROZON SUD

- Fig.1 : Faciès 7 ; Bancs à litage oblique en mamelon et interbancs pélimitiques.
- Fig.2 : Faciès 8 ; Bancs à litage de rides chevauchantes en phase.
- Fig.3 : Faciès 9 ; Rythmites gradées bioturbées.
- Fig.4 : Faciès 10 ; Schistes de Ranguenez. Nodules calcaireux fossilifères contenant, en particulier l'association Omnia sp. et des Nuculoidea (Babin et Mélou, 1972) qui pourrait indiquer un environnement offshore.
- Fig.5 : Glissements affectant le sommet de la Formation de Kermeur.
- Fig.6 : Intercalations de dolérites ou sommet des Grès de Kermeur à Ranguenez.
- Fig.7 : Volcanisme associé aux Grès de Kermeur (base de la série).  
En 1, première coulée en "pillows-lavas" de 25 cm environ, de couleur verdâtre et sans vesicularité apparente.  
En 2, position de la 2ème coulée.  
En 3, grès altérés en boules.
- Fig.8 : Détail de la coulée en pillows indiquée en 2 de la figure 7.

PLANCHE 4



d- Faciès 10 (Fig.4, Pl.4)

Il s'agit de shales noirs à nodules siliceux fossilifères avec un assemblage de Brachiopodes, Pelecypodes, Gastéropodes et ostracodes en particulier l'association Onnia sp et Nuculoidea (BABIN et MELOU 1972) qui pourraient indiquer un milieu d'offshore.

2- PETROLOGIE ET MINERALOGIE

Les dépôts silicoclastiques de la Formation de Kermeur à Crozon sud sont des argilites, des sillites, des arkoses, et des wackes feldspathiques. Ces dépôts montrent une homogénéité remarquable du point de vue du contenu minéralogique. Ils contiennent du quartz monocristallin à extinction roulante, des feldspaths frais très abondant plagioclases (albite oligoclase, andesine) et alcalin (microcline), des micas frais (muscovites, chlorite, biotite), des minéraux lourds (zircon, tourmaline sphène rutile) et des minéraux opaques. Ils ne se différencient que par le degré de maturité texturale qui est liée au régime hydrodynamique (Fig.1, 2 et 3, Pl.5).

Ces sédiments sont issus d'une roche mère à composantes cristallines et épimorphiques dont l'érosion s'est effectuée sous un climat aride et sec. Ils ont subi un transport rapide et un ennoissement rapide et profond qui traduit une subsidence active. De ce fait leur histoire diagénétique est entièrement différente et ne comporte pas la phase de kaolinisation reconnue à Crozon nord (HAMOUMI, 1981 ; HAMOUMI et al., 1981b).

Les coulées associées aux Grès de Kermeur montrent deux types de roche :

- Des pillow-lavas basaltiques hyalins (Fig.4, Pl.5) à structure de trempe avec des plagioclases de taille millimétrique creux, fins et saussuritisés, ainsi que des pyroxènes épidotisés. Il existe des microlites de clinopyroxènes encore sains dans la mésostase ; cette dernière se compose d'un verre dans lequel s'individualisent quelques rares plages de calcites, et des minéraux opaques. Cette roche est, dans son ensemble, peu altérée. Cette coulée présente une affinité tholéitique (données microsonde, P. THONON).

C'est une roche aphyrique, à texture microdoléritique fine (Fig.5, Pl.5). De très nombreuses baguettes de plagioclase creuses constituent avec d'abondants microlites d'opaques déjà hématitisés, l'essentiel de la phase minérale. L'ensemble baigne dans un verre interstitiel souvent finement recristallisé en un fin réseau chloriteux. Des vésicules parfois millimétriques mais peu abondantes parsèment la lame. Elles sont soit vides, soit remplies de clinochlore en gerbe ;

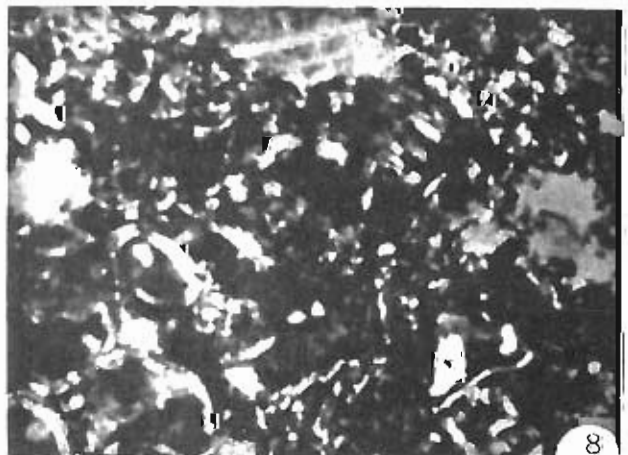
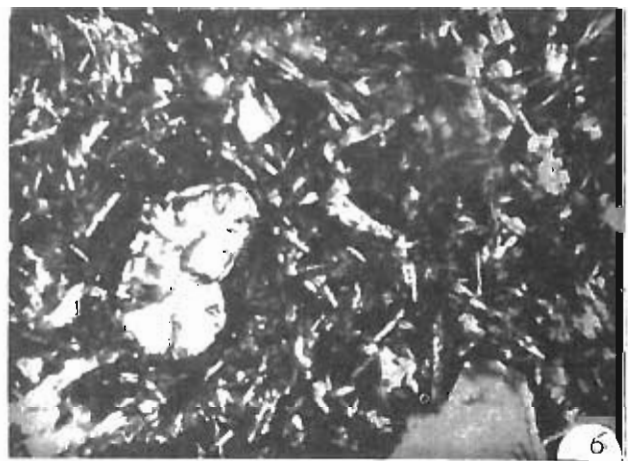
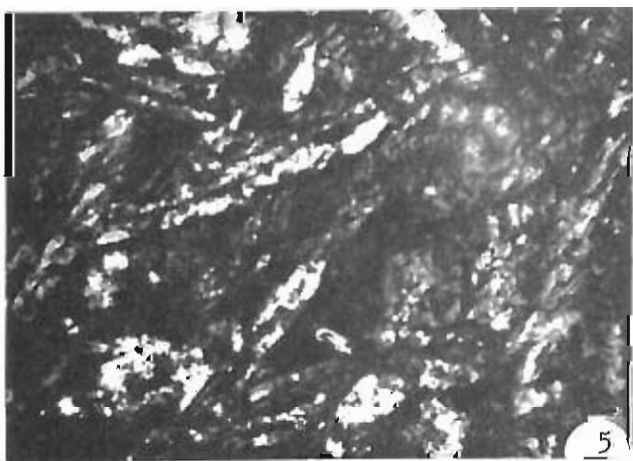
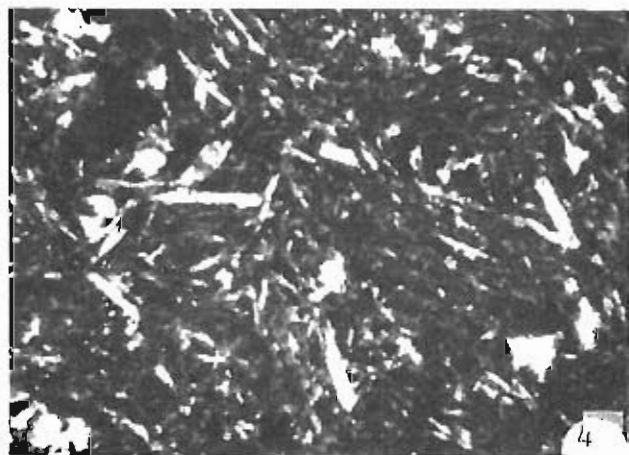
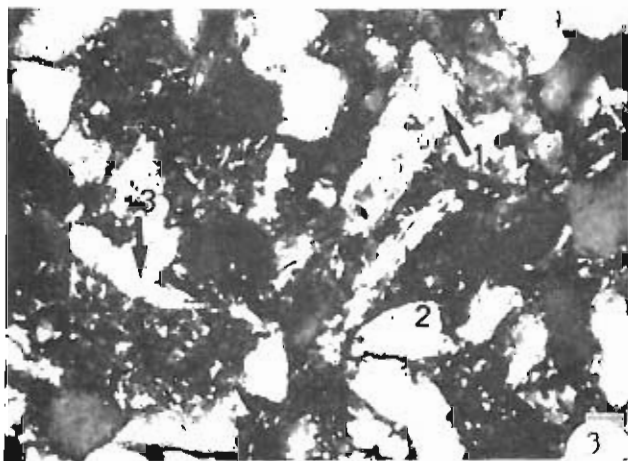
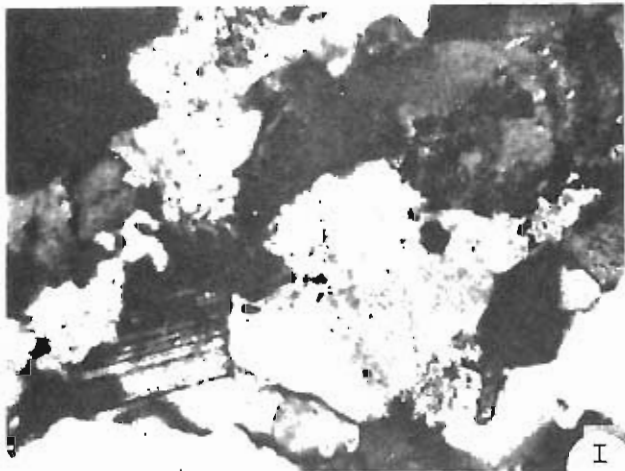
## TEXTE PLANCHE 5

### PETROFACIES DE LA FORMATION DE KERMEUR AINSI QUE DES COULEES ET TUFFS DE LA COUPE DU VIENNICE A CROZON SUD

- Fig.1 : Arkose (x 150), Grès de Kermeur.  
Il se caractérise par une quartzification intense des feldspaths frais ou damouritisés, de la muscovite, de la biotite, de la chlorite et le cortège de minéraux lourds classiques ainsi que des opaques.
- Fig.2 : Mudshale (x 150), Grès de Kermeur.  
Le contenu minéralogique est identique à celui du pétrofaciès précédent.
- Fig.3 : Wackes (x 150), Grès de Kermeur, contenu minéralogique identique à celui du pétrofaciès de la figure 1.  
En 1, chlorite détritique.  
En 2, biotite en cours de chloritisation.  
En 3, muscovite illitisée.
- Fig.4 : Coulée associée à la base des Grès de Kermeur à Kergrintin (x 60).  
Coulée en pillow à affinité tholéiitique, elle se caractérise par des plagioclases creux et fins sausrutisés de pyroxène épidotisés dans une mésostase de verre ou s'individualisent des plages de calcite et de minéraux opaques.
- Fig.5 : Coulée associée au sommet des Grès de Kermeur (x 150).  
Rose à texture microdoléritique fine, à nombreux plagioclases creux et opaques hématisés. La mésostase est finement recristallisée en chlorite.
- Fig.6 : Coupe du Veniec. Coulée de spilite (80-11) (x 60).  
Pillow basaltique hyalin à structure de trempe, avec des plagioclases creux et fins et des microphénocristaux de pyroxène. La mésostase est un verre où s'individualisent des globules de clinochlore et de calcite.
- Fig.7 : Coupe du Veniec. Tuffites litées (80-12a) (x 60).  
Tuf fin à structure fluidale à microphénocristaux de plagioclases creux et des quartz détritiques. La mésostase se compose d'un verre finement recristallisé en chlorite avec de rares globules de calcite.
- Fig.8 : Coupe du Veniec. Niveaux ponceux (80-13) (x 60).  
Brèche hétérogène à éléments de tailles différentes dans une matrice quartzeuse fine.



PLANCHE 5



la périphérie est, dans certains cas, soulignée par un liseré de quartz secondaire en mosaïque. L'importance de l'altération de cette lave se traduit au niveau de l'analyse chimique sur roche totale par une perte au feu importante, un taux de silice faible (41 %) pour un basalte.

#### D- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

L'avènement de la sédimentation arénacée de la Formation de Kermeur, isochrone dans les unités Crozon Nord et Crozon Sud, marque une rupture dans l'histoire du bassin ordovicien ouest armoricain. L'événement tectonique responsable de la formation du niveau à nodules phosphatés est en relation avec le jeu d'anciennes fractures du socle qui entraînent le morcellement de la plateforme nord gondwanienne en plusieurs sous bassins dont les unités Crozon sud et Crozon nord.

Ces deux aires paléogéographiques individualisées dès le Caradoc continuent à être contrôlées directement par la tectonique. L'unité Crozon nord qui est proximale est soumise à une subsidence faible alors que l'unité Crozon sud plus distale est soumise à une subsidence importante et un volcanisme distensif anorogénique. Ce contrôle tectonique se traduit par des différences dans les faciès, l'enchaînement séquentiel et les stocks minéralogiques des deux unités.

- Bien que le régime hydrodynamique : vagues de tempêtes soit le même, les faciès de Crozon nord traduisent une mise en place plus rapide dans un milieu plus proximal.
- Les stocks minéralogiques montrent également variations :
  - \* La présence de quartz tourmalinifère uniquement à Crozon nord,
  - \* La présence de fragments lithiques à Crozon sud qui peuvent être soit le résultat d'une faible évolution soit des éléments d'origine volcanique,
  - \* La présence de fragments de verre à Crozon sud en relation avec le volcanisme,
  - \* La présence d'éléments arrondis souvent altérés à Crozon sud qui pourraient correspondre soit à d'anciens pelloïdes de glauconie dont la formation serait favorisée par le volcanisme soit à des éléments volcaniques altérés,
  - \* L'abondance de feldspaths à Crozon sud qui pourrait être en relation avec le volcanisme ceci est d'ailleurs conforté par la coexistence de feldspaths frais et de feldspaths altérés,
  - \* L'état de fraîcheur remarquable des minéraux (feldspaths, chlorite, biotite) à Crozon sud).

Ces différences peuvent s'expliquer par l'existence d'une source supplémentaire intra-bassin à Crozon sud : Le volcanisme de Rosan, un degré d'évolution et une vitesse d'envoissement



différents. En effet, après le dépôt, l'histoire diagénétique est différente dans les deux unités. Ainsi, au veryarc'h l'enfouissement des sédiments s'est effectué lentement et régulièrement. De ce fait, ils ont été soumis aux circulations des eaux météoriques, ce qui a engendré la formation de kaolinite à partir des feldspaths et des muscovites. Alors qu'à Crozon les sédiments ont subi après leur dépôt un enfouissement rapide et profond et ont été soumis à l'action des eaux marines. La diagenèse n'a pas entraîné de transformations notables dans les sédiments.

### III- LA SEDIMENTATION GLACIO-MARINE DE LA FORMATION DU COSQUER ESSENTIELLEMENT SILICOCLASTIQUE ET LES PHENOMENES DE RESEDIMENTATION EN RELATION AVEC UNE TECTONIQUE DISTENSIVE

#### A- LA FORMATION DU COSQUER SENSU STRICTO : ARRET 3

##### 1- Faciès et milieu de sédimentation

Le passage Formation de Kermeur - Formation du Cosquer est cisailé et répété deux fois, par fracture (jeu en faille normale, GUILLOCHEAU et ROLET 1982).

La Formation des schistes du Cosquer (Fig.8) peut être subdivisée en trois membres (HAMOUMI et al., 1989).

- Un membre inférieur constitué à sa base par l'alternances de pélites et de strates silteuses climbing ripples qui passent à des alternances de pélites et strates silteuses centimétriques sans structure gradées, ou à lamines parallèles dont l'épaisseur varie latéralement (Fig.1, 2 et 3, Pl.6). Il comporte également des dropstones millimétriques à décimétriques qui déforment souvent les lamines sous-jacentes et des pastilles argileuses (Fig.4, 5 et 6, Pl.6). La partie sommitale de ce membre correspond à des pélites noirs avec de rares intercalations silteuses affectées par des déformations synsédimentaires importantes qui s'expriment par des "balls and pillows" (Fig.7, Pl.6).

Les dépôts de base traduisent une sédimentation en plateforme dominée par les courants unidirectionnels et les vagues de tempêtes.

Les dropstones sont remarquables par leur hétérométrie et leur aspect polyédrique (Pl.7) ; ils évoquent un façonnement glaciaire et une dynamique gravitaire LONG 1990. Néanmoins, on peut noter l'absence de stries sur les faces polyédriques. Les valeurs de leur indice d'éroulé sont fortes elles rappellent celles connues dans le milieu fluvioglaciale (Cailleux et

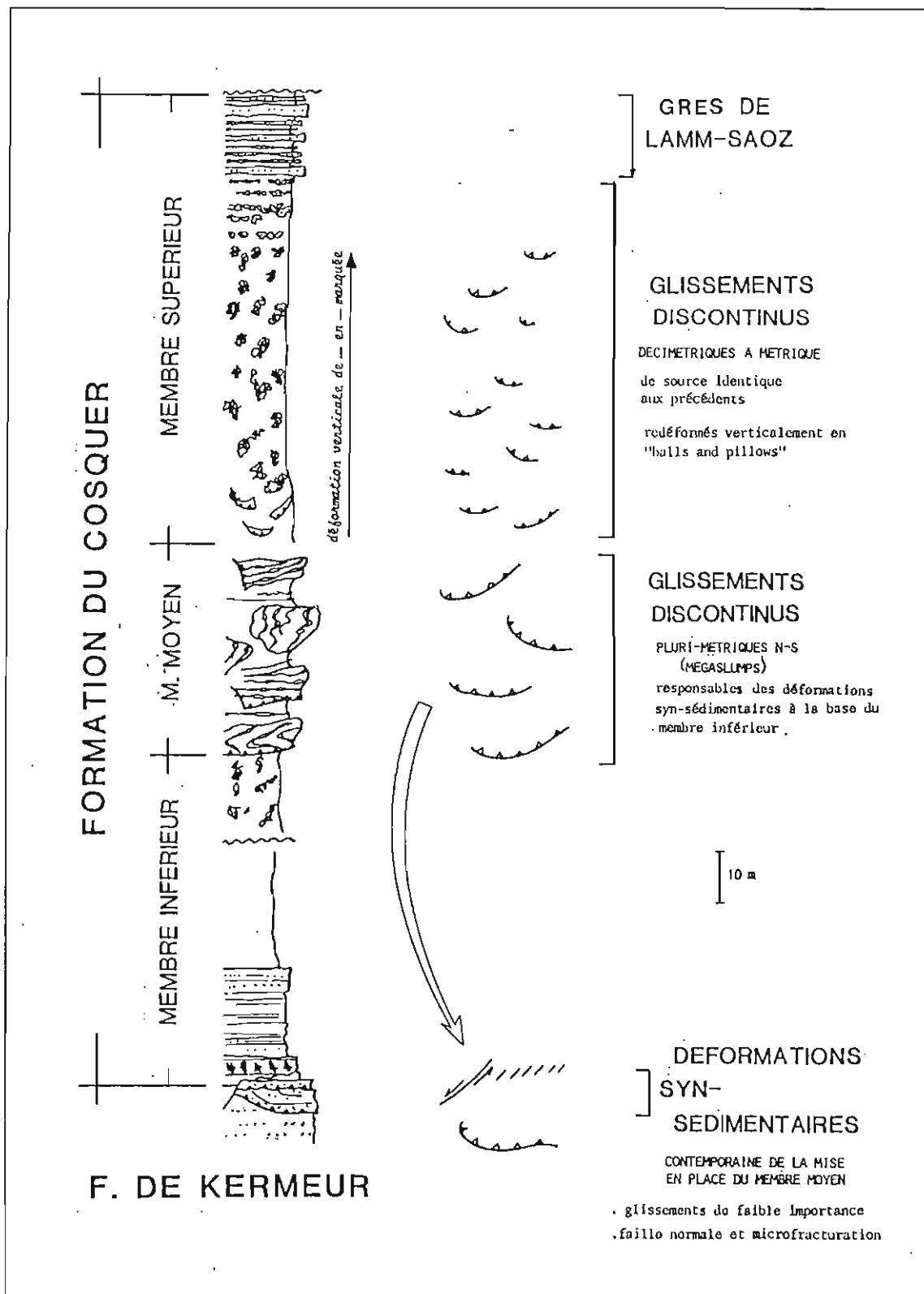


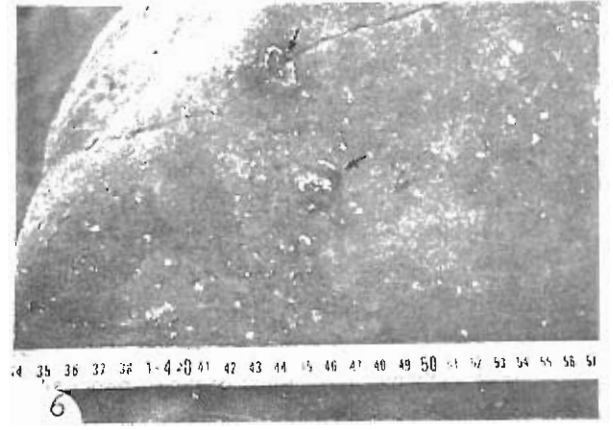
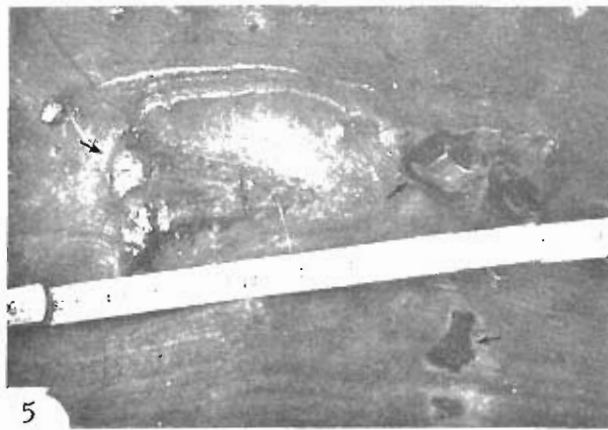
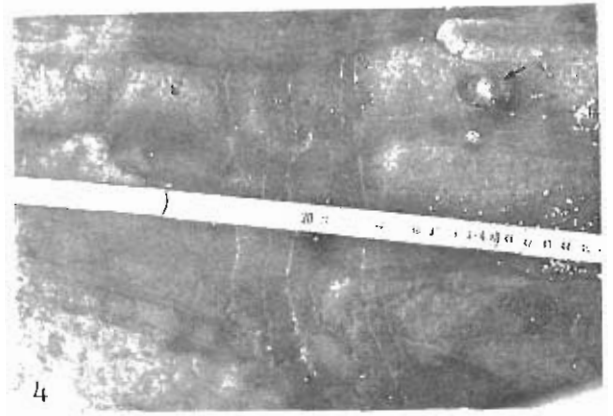
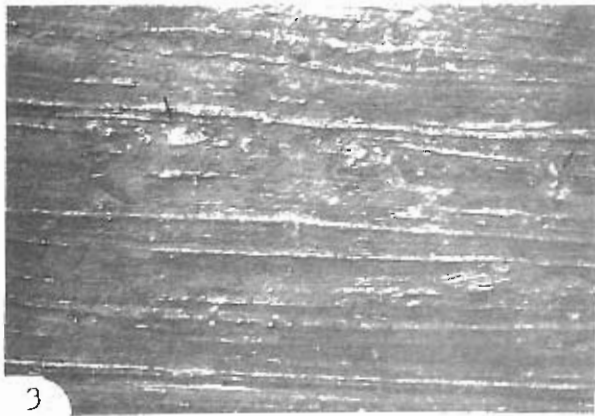
Fig.8 : Nature et chronologie des déformations syn-sédimentaires de la Formation du Cosquer (Unité Crozon nord, coupe du Veryarc'h).

## TEXTE PLANCHE 6

### FACIES DE LA FORMATION DU COSQUER (CROZON NORD)

- Fig.1 : Membre inférieur, Schistes du Cosquer. Strates silteuses centimétriques à litage de rides de vagues et de courant unidirectionnel.
- Fig.2 : Membre inférieur, Schistes du Cosquer. Strates silteuses à "climbing ripples".
- Fig.3 : Membre inférieur, Schistes du Cosquer. Alternance de pélite et de Strates silteuses à lamines parallèles dont l'épaisseur varie latéralement et qui peuvent être bioturbées.
- Fig.4, 5 et 6 : Pastilles argileuses et dropstones remaniés à la base de la Formation du Cosquer. Certains dropstones infléchissent les lamines évoquant ainsi un processus de chute (Fig.5 et 6).
- Fig.7 : Membre inférieur, Schistes du Cosquer. Balls and Pillows, qui, bien que mal interprétés, firent la célébrité de la Formation du Cosquer (slumps donc mouvement tangentiel). Les Balls and Pillows sont en effet le résultat de mouvement essentiellement verticaux. On note le caractère remarquablement entrelacé de ces Balls and Pillows.
- Fig.8 : Membre moyen, Schistes du Cosquer. Vue d'un bloc qui présente un vaste pli couché dont l'origine tectonique ou sédimentaire n'est pas clairement établie (la schistosité est plan axial).

PLANCHE 6



Tricart, 1959), suite à un façonnement dans les marmites sous-glaciaire (HAMOUMI 1981).

- Un membre moyen, séparé par failles du membre inférieur, il est composé de boules gréseuses disséminées dans des shales (Fig.1, Pl.8) et de blocs glissés plurimétriques peu différents d'un point de vue lithologique de leur encaissant (Fig.8, Pl.6). Il s'agit d'un remaniement intraformationnel de blocs en partie consolidés, ce sont des mégaglissemments intermédiaires entre une déformation souple tangentielle et une déformation cassante. Les blocs se sont mis en place les uns après les autres comme l'atteste la préservation de la stratification entre deux masses glissées. Les mesures effectuées par HAMOUMI et al., (1980) indiqueraient une paléopente grossièrement N-S.

- Un membre supérieur constitué de la base au sommet par :

- 1) Des pélites contenant des blocs pélito-gréseux décimétriques à métriques glissés puis déformés verticalement en "ball and pillow" ; cette déformation verticale est de plus en plus marquée vers le haut de la série,
- 2) Des pélites avec des boules pélito-gréseuses organisées en lit et passant progressivement à des strates uniquement affectés par des "loads-casts" (Fig.2, Pl.8).

La resédimentation des blocs de la Formation du Cosquer peut avoir plusieurs origines :

- 1) Des mouvements tectoniques distensifs : les blocs proviendraient de paléopentes induites par des failles normales.
- 2) Des mouvements tectoniques compressifs : les blocs proviendraient de paléopentes induites par des soulèvements en amont.
- 3) Un fort taux de sédimentation : les blocs proviendraient soit de paléopentes liées à un front de delta sous-glaciaire par exemple soit de mouvement verticaux thixotropiques.
- 4) Des phénomènes glaciaires : les blocs résulteraient du cisaillement et de l'arrachement de sédiments lors du passage des glaciers.

L'hypothèse -2- peut être éliminée, une mise en place par des mouvements compressifs des blocs s'accompagnerait d'un mélange de faciès probablement plus important, de plus la microfracturation de la base de la formation semble incompatible avec de tels mouvements. L'hypothèse -3- ne peut être retenue puisque ni les sédiments autochtones ni les blocs resédimentés ne présentent un cortège de figures sédimentaires typiques d'un milieu deltaïque à fortiori sous glaciaire, de plus l'épaisseur insuffisante du membre inférieur et la composante horizontale de la déformation de certains blocs interdisent une mise en place des blocs des mouvements

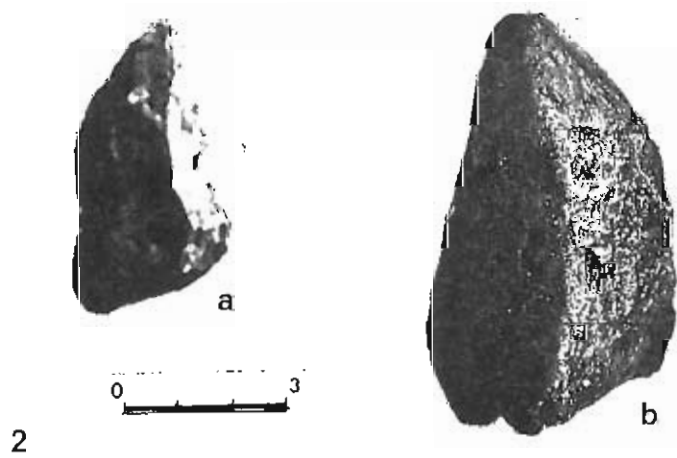
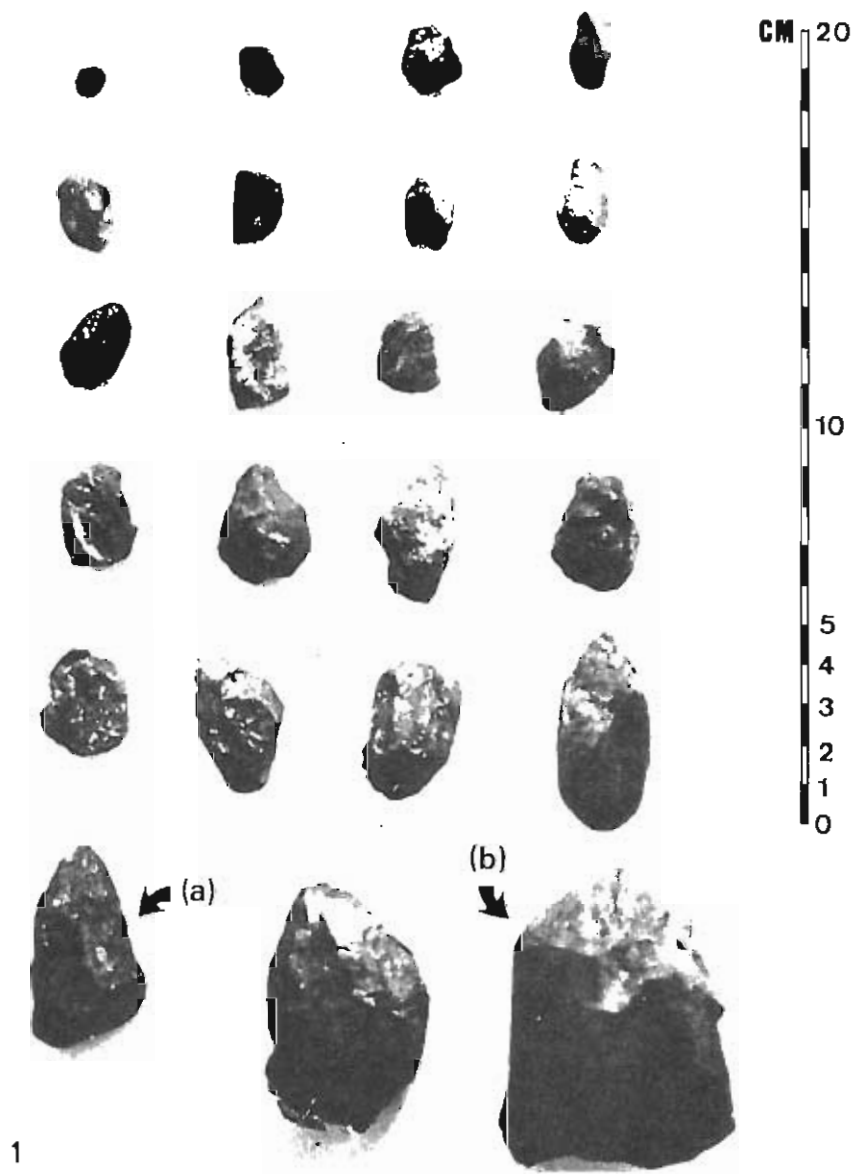
## TEXTE PLANCHE 7

### DROPSTONES REMANIES DANS LA BASE DE LA FORMATION DE COSQUER CROZON NORD

Fig.1 : Les dropstones sont remarquables par leur hétérométrie et leur morphométrie. Le galet (b) a livré cf. *Cilinella Suobodai* (Havlicek 1950).

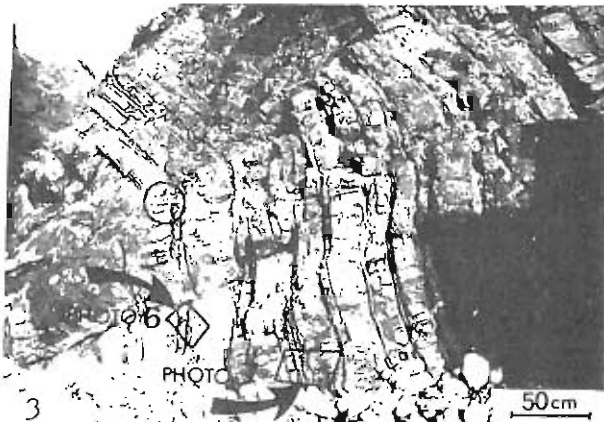
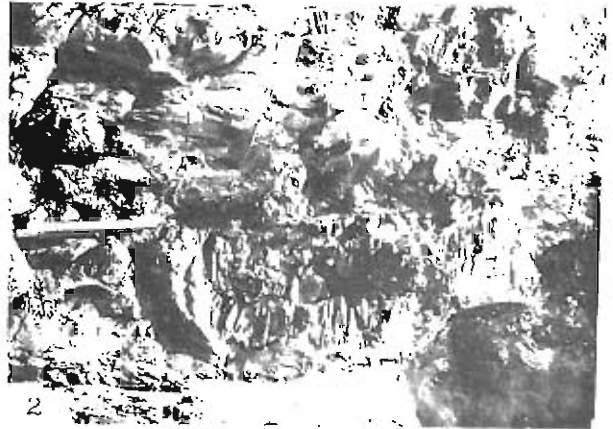
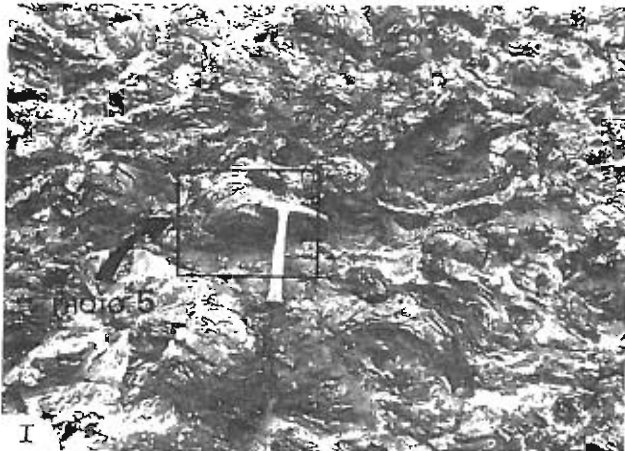
Fig.2 : En a, détail de (a) de la Fig.1 ; en b détail d'un moulage de b de la Fig.1. Noter les faces polyhédriques et les arrêtes anguleuses des galets.

PLANCHE 7



## PLANCHE 8

### FACIES DE LA FORMATION DU COSQUER (CROZON NORD)



- Fig.1 : Membre moyen, Schistes du Cosquer.  
Aspect d'un bloc glissé relativement déformé (slump) :  
boules disséminées dans une matrice de shales (load-  
casts à pseudonodules).
- Fig.2 : Membre supérieur, Schistes du Cosquer organisation des  
"balls and pillows" à l'intérieur des strates.
- Fig.3 : Vue générale des grès de Lamm-Saoz.
- Fig.4 : Grès de Lamm-Saoz. Strates de grès argileux à lames  
parallèles et rides interstrate déformée.



thixotropiques verticaux. Une origine par cisaillement puis arrachement des glaciers -4- semble difficile à proposer vu l'absence de moraines résédimentées qui devraient accompagner la proximité d'un glacier. Une mise en place des blocs lors de mouvements distensifs, compatible avec les micro-fractures de la base de la formation, ne s'oppose pas au cadre géodynamique du massif armoricain à l'Ordovicien supérieur (COGNE 1977 ; AUTRAN et COGNE, 1980).

## 2- PETROLOGIE ET MINERALOGIE

### a- Les sédiments encaissants

Les sédiments de la formation du Cosquer (Fig.1, 2 et 3, Pl.9) sont des dépôts silicoclastiques (mudstones, silstones quatzawackes et quartzarenites) constitués par un matériel assez évolué à la base (quartz, muscovite, illite, chlorite, minéraux lourds et opaques). Vers le sommet de la série des plagioclases, des biotites et des chlorites apparaissent et deviennent de plus en plus fréquents (HAMOUMI 1981).

L'exoscopie des quartz a révélé des caractères superficiels dûs à une évolution glaciaire (HAMOUMI 1981 ; HAMOUMI et al. 1981 a). Deux types de quartz ont été reconnus (Pl.10) :

- Des grains anguleux à relief tourmenté, à cassures conchoïdales de grande taille qui recoupent une pellicule d'altération, des figures de cisaillement (parallèles, subparallèles et en marche d'escalier) souvent polies, des traces de brouyage subcirculaire des cupules de pression et des dépôts de silice.
- Des grains arrondis avec des traces de chocs éoliens polis.

### a- Les Dropstones

L'examen au microscope de 70 fragments a permis de reconnaître les pétrofaciès suivants :

- Un Calcaire recristallisé en sparite néomorphique avec quartz néoformé et pyrite, emballant un noyau de roche arénacée (1 fragment) (Fig.7, Pl.11).
- Des galets carbonatés, vraisemblablement sidéritiques qui, par altération, sont limonitisés par places (2 fragments).
- Un pétrofaciès évoquant du gypse épigénisé en calcite (Fig.8, Pl.11).
- Des nodules de pyrite (6 éch.).
- Des mudstones à stock quartzeux (18 fragments) : dans la matrice argileuse, parfois sériciteuse et chloriteuse ou ferrugineuse, sont disposés, en zones à tendance concentrique, les quartz hétérométriques (40 à 720 $\mu$ m), à contour variable ; les plus gros éléments ont une périphérie arron-

PLANCHE 9  
PETROFACIES DES SCHISTES DE COSQUER  
CROZON NORD

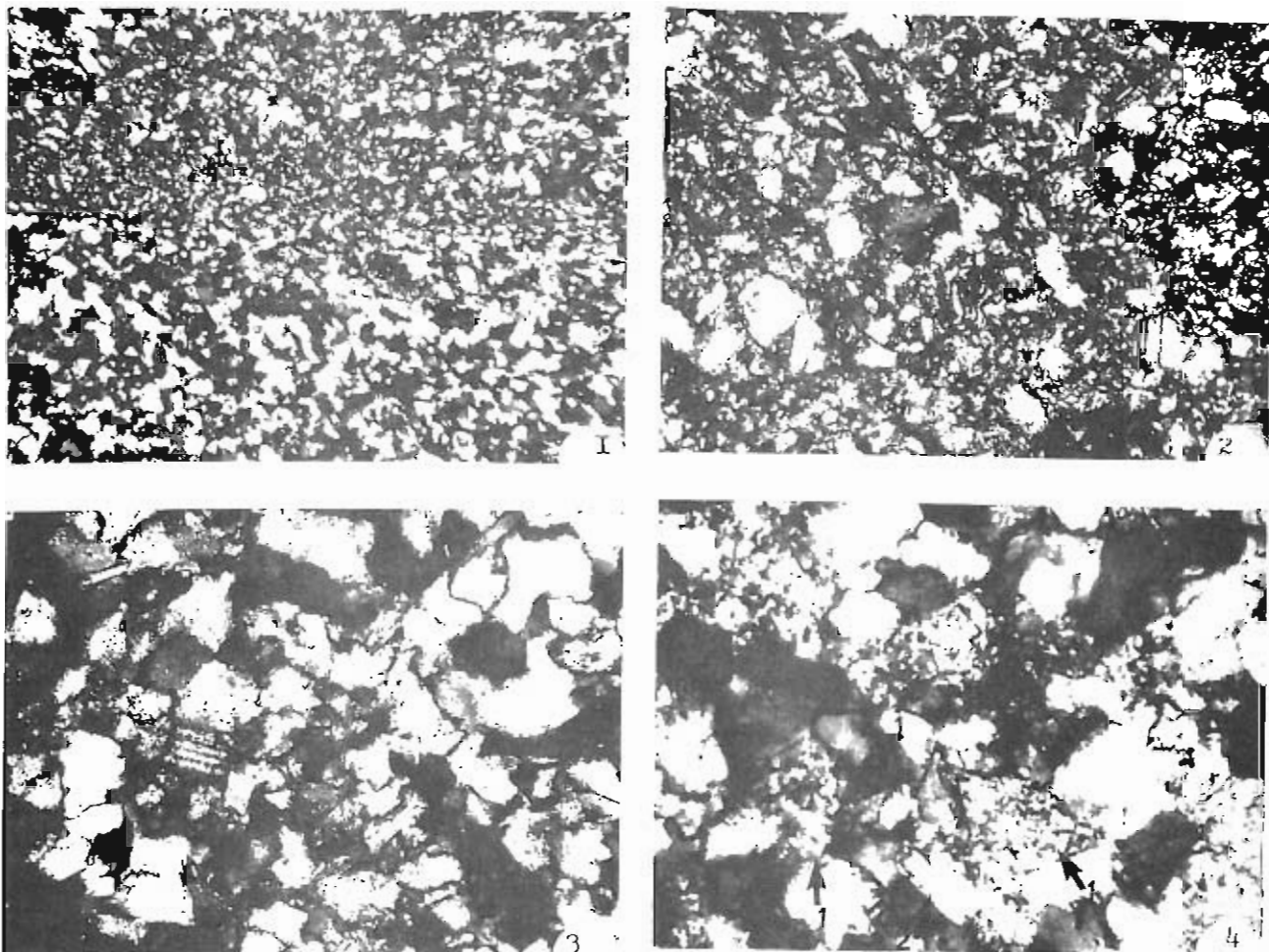


Fig.1 : Base de l'encaissement des Schistes du Cosquer Siltite (x 20). Les éléments clastiques sont représentés par des quartz de la muscovite, des minéraux lourds et des opaques.

Fig.2 : Sommet des Schistes du Cosquer quartzwacke (x 230). Développement des feldopaths.

Fig.3 : Schistes du Cosquer quartzarénite (x 160) dans les boules gréseuse du membre moyen. Au cortège minéralogique décrits précédemment s'ajoutent des feldspaths plagioclases, de la biotite et de la chlorite.

Fig.4 : Sommet de la Formation du Cosquer. Grès le Lamm-Saozsubarkose (x 160). En 1 feldspath kaolinisé.

TEXTE PLANCHE 10  
SCHISTES DU COSQUER CROZON NORD  
EXOSCOPIE DES QUARTZ

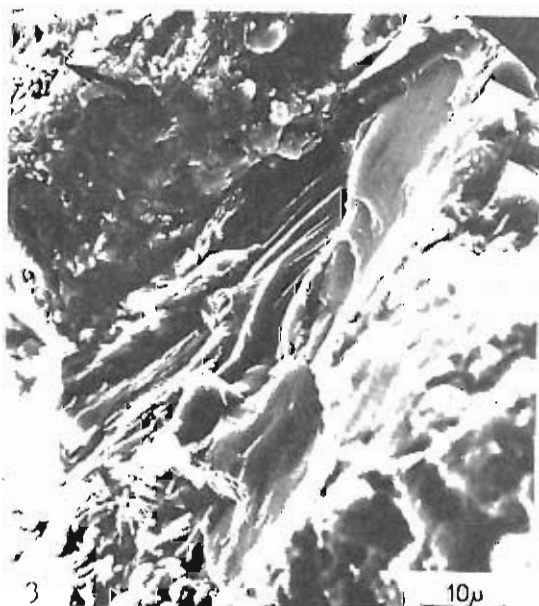
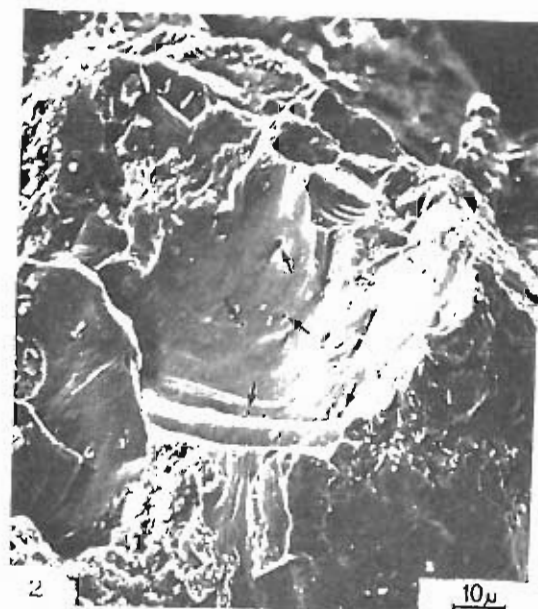


Fig.1 : Grande cassure conchoïdale glaciaire (1) et figure de cisaillement (2) recoupant la pellicule d'latération sur un grain du type 2.

Fig.2 : Cassure conchoïdale formée à la faveur d'un plan d'inclusions (flèches) sur un grain de type 1.

Fig.3 : Figures de broyage au centre du cliché. Noter l'aspect écailleux de la pellicule d'altération.

Fig.4 : Grain de quartz du type 3, en montrant des croissants de choc éoliens polis. En (2), cupules de pression glaciaires.

die, les plus petits sont anguleux ou corrodés ; s'y ajoutent des minéraux lourds : tourmaline, brookite, zircon et de la pyrite néoformée (Fig.1 et 2, Pl.11).

- Des mudstones à stock quartzeux et oolithes chloriteuses ou phosphatées ; les quarts sont hétérométriques (50 à 420  $\mu\text{m}$ ) à contour variable et sont associés à de la muscovite (4 fragments) (Fig.5, Pl.9).
- Des arénites constituées de quartz à contour suturé ou liées par un ciment sériciteux, de feldspaths séricitisés, de muscovite, de chlorite en paillettes, de minéraux lourds (tourmaline, zircons roulés ou non, épidote) (9 fragments) (Fig.3, Pl.11).
- Des arénites à ciment carbonaté avec muscovite et clinocllore (Fig.4, Pl.9).
- Un galet d'arénite verdâtre renfermant cf. *Cilinella svobodai*\* (HAVLICEK 1950) d'âge caradocien inférieur.
- Des shales.
- Certains fragments sont polygéniques, car ils sont formés de deux ou trois types des éléments précédents liés par une matrice argileuse (Fig.6, Pl.11).

Les sédiments qui constituent les fragments montrent une hétérogénéité remarquable, de plus, ils ne peuvent être comparés à aucun des dépôts de la coupe du Veryarc'h.

- Les éléments calcaires sont rarissimes et leur faible pourcentage ne paraît pas en liaison avec une dissolution éventuelle postérieure au dépôt. Leur texture ne rappelle en rien celle des Calcaires de Rosan ou celle des Calcaires de Vaux, calcaires bioclastiques à Bryzoaires et Crinoïdes. Par contre, leur aspect se rapproche de celui des concrétions englobant des quartz associées à des tillites au Sahara, (Beuf et al., 1971), et évoque une genèse comparable.
- Les fragments de mudstones peuvent provenir de moraines de fond, indurées lors de phases de déglaciation, mais leur texture évoque, de façon plus précise, celle des argilites sableuses riches en granules et nodules de pyrite, déposées en mer dans un milieu réducteur à la périphérie de l'inlandsis ou dans les lacs lors des phases de déglaciations (BEUF et al., 1971).
- Les galets d'argiles et les nodules de pyrite ont été décrits dans les Monts d'Ougarta, (ARBEY, 1968) et sont rapportés aux glaciations fini-ordoviciennes.
- Il est intéressant de noter la forme curviligne des quartz évoquant un façonnement glaciaire ainsi que leur disposition dans certains galets (Fig.1 et 2, Pl.11) qui rappellent, à petite échelle, la disposition des galets sous les marmites glaciaires. Ils sont identiques aux galets des dépôts glacio-marins des Jebilet au Maroc (HAMOUMI, 1988).

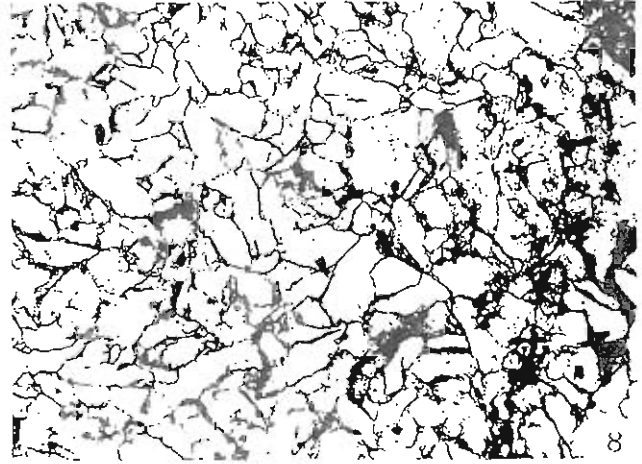
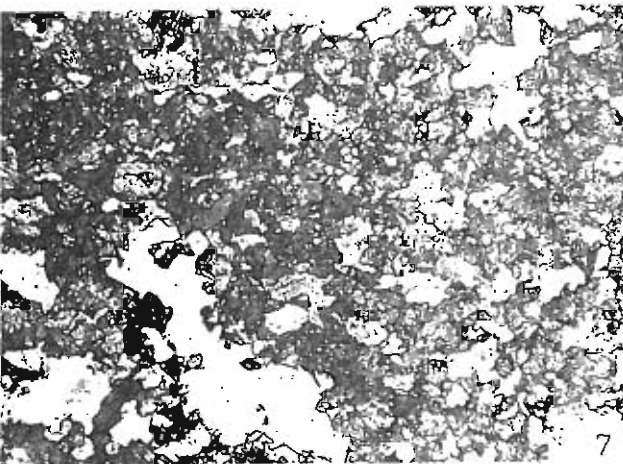
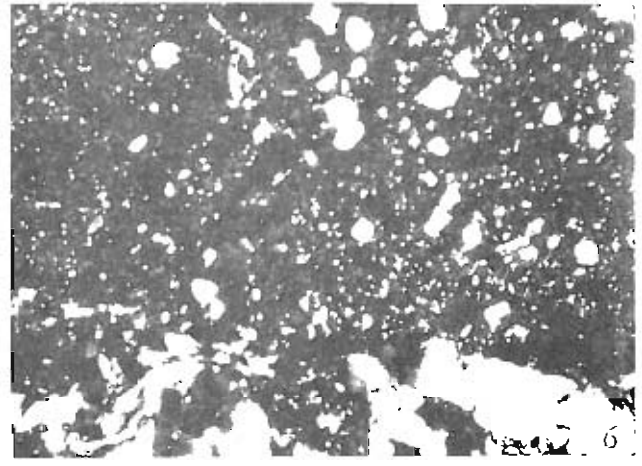
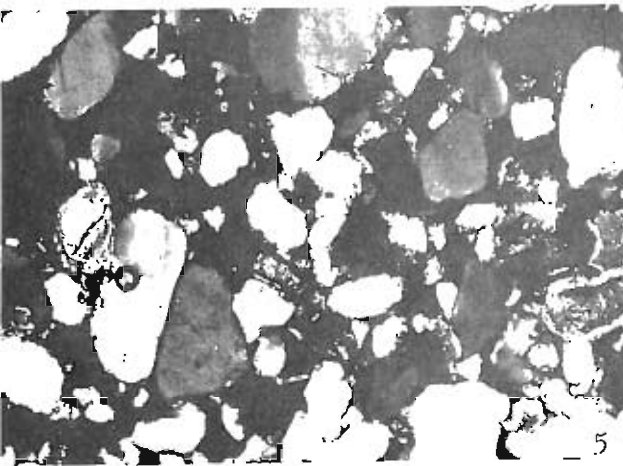
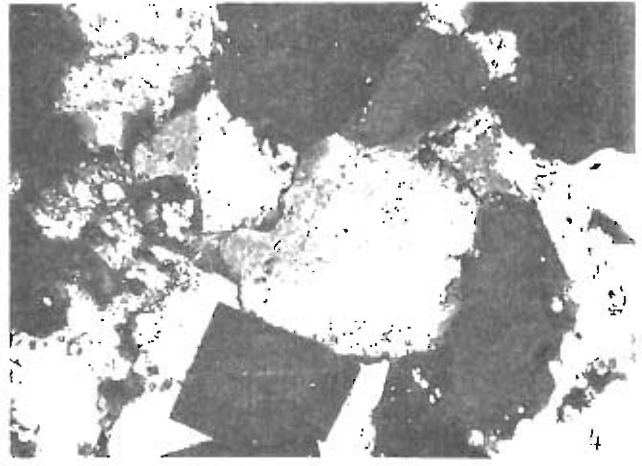
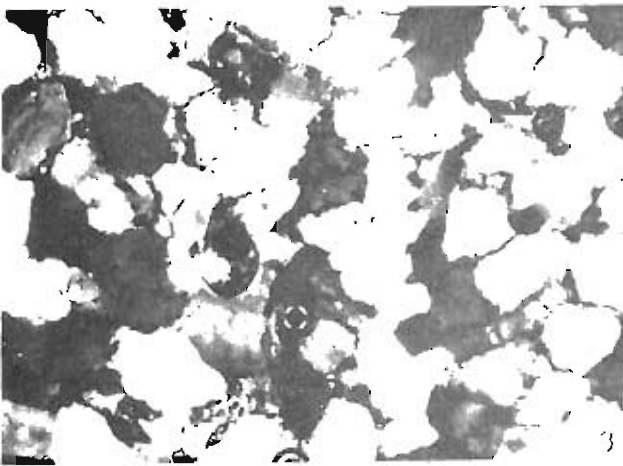
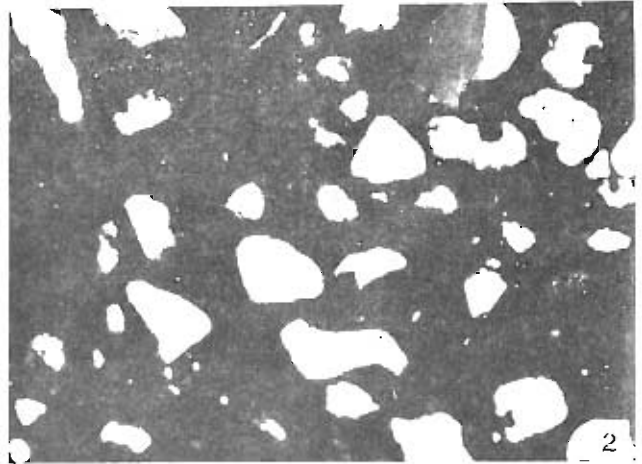
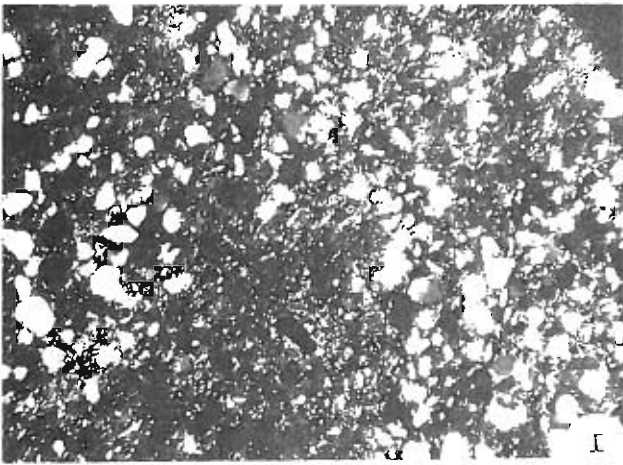
---

\* Détermination M. MELOU.

**TEXTE PLANCHE 11**  
**PETROFACIES DES DROPSTONES**  
**DE LA BASE DE LA FORMATION DU COSQUER**  
**CROZON NORD**

- Fig.1 : Mudstone à stock quartzeux, (x 20). Les quartz hétérométrique sont disposés en zones à tendance concentrique dans une matrice argileuse.
- Fig.2 : Mudstone à stock quartzeux, (x 60). Noter la forme curviligne des quartz, cette morphologie est caractéristique des grains d'origine glacio-marine (May, 1980).
- Fig.3 : Arenites, (x 600). Elles sont constituées de quartz à contenu ou lié par un ciment sériciteux de feldspaths altérés, de muscovite, de chlorite et de minéraux lourds.
- Fig.4 : Arenies à ciment carbonaté, (x 150), contenant de la muscovite, du clinocllore et de la pyrite authigénique.
- Fig.5 : Mudstone à stock quartzeux, (x 60), contenant des oolithes chloriteuses ou phosphatées.
- Fig.6 : Fragments polygéniques, (x 20), constitués de fragments de mudstones de quartzarénite et de calcaire.
- Fig.7 : Calcaire, (x 60), recristallisé en sparite néomorphique avec des plages de quartz néoforme.
- Fig.8 : Pétrofaciès évoquant un gypse épigénisé en calcite, (x 150).

PLANCHE 11





- Le fragment qui évoque un gypse épigénisé en calcite pourrait faire penser aux empreintes de cristaux lenticulaires de gypse dans les grès microconglomératiques des Monts d'Ougarta (ARBEY, 1968).

Cependant les arénites paraissent plus ubiquistes, elles peuvent aussi bien représenter les grès cambro-ordoviciens du Sahara (BEUF et al., 1971) que certains grès cambriens ou ordoviciens de Normandie (DORE et LE GALL, 1972) et les galets à oolithes chloriteuses ou phosphatées peuvent être issus aussi bien du Massif Armorcain que de l'Afrique du Nord. La présence de cf. *Cilinilla svobodai* (HAVLICEK, 1950) dans un des galets, espèce signalée jusqu'à ce jour seulement en Bohême dans la Formation de Liben (Cardocien inférieur), n'est pas un élément suffisant pour conclure au remaniement d'un socle d'Europe centrale émergé.

L'origine du matériel des Schistes du Cosquer semble donc lié à un relief ancien ayant subi une altération chimique continentale avant les glaciations. La nature pétrographique de la majorité des galets et l'exoscopie des quartz indiquent que le matériel a subi, antérieurement à son transport par glace flottée, un premier façonnement glaciaires, puis une évolution périglaciaire marine. Pour la base des Schistes du Cosquer, la faible quantité et la taille modeste des éléments erratiques sont en faveur du délestage d'icebergs, au-dessus d'une plateforme peu profonde (READING et WALKER, 1966). Il s'agit alors de dépôt glacio-marine qui ont été resédimenté par gravité par suite de mouvements distensifs.

## B- LES GRES DE LAMM SAOZ : ARRET 4

### 1- Faciès et milieu de sédimentation

Les grès de Lamm Saoz se présentent sous forme d'une barre strato et granocroissante (Fig.3, Pl.8) qui traduit un retour à la sédimentation arenacée après l'épisode du Cosquer. La base encore affectée par des glissements synsédimentaires montre des bancs de grès centimétriques à lamines parallèles ou litage de rides de vagues et des interbancs argileux à lamines de siltite pouvant être bioturbées (Fig.4, Pl.8). Le sommet est constitué par des bancs décimétriques à métriques de grès à base nette, à litage parallèle et à sommet érosif modelé par des dômes et recoupé par des rides ou de quartzite à limites érosives ondulées sans litage apparent mais avec des rides au niveau de la surface sommitale.

Ces dépôts résultent d'une sédimentation par les vagues normales et les vagues de haute énergie dans un milieu de shoreface.

## 2- Pétologie et minéralogie

Les sédiments des grès de Lamm-Saoz sont des quartzarenites (Fig.4, Pl.9) et des subarkoses qui ne se différencient de ceux des grès de Kermeur que par l'absence de quartz tourmalinifères.

### C- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DE LA FORMATION DU COSQUER

La mise en place des schistes du Cosquer est en relation avec les glaces flottées en provenance de l'inlandsis africain. En effet les fragments polyédriques et les quartz à façonnement glaciaires représentent l'écho d'une glaciation qui est antérieure ou contemporaine de la base de la Formation du Cosquer.

L'installation de ces dépôts s'accompagne par un changement paléobathymétrique birotal induit probablement par les mouvements tectoniques responsables des glissements synsédimentaire du sommet de la Formation de Kermeur. Mais il n'est pas impossible que cet approfondissement soit accentué par la montée eustatique du Caradoc (LEGGET et al., 1981).

Cette élévation eustatique expliquerait également la quantité importante de sédiments argileux des Schistes du Cosquer. Cependant l'hypothèse d'une origine de toute cette masse d'argile par délestage à partir des glaces flottées est aussi valable. Il est connu que les glaciers transportent des quantités considérables de sédiments.

Ultérieurement (membre moyen et supérieur) les dépôts de la Formation du Cosquer sont resédimentés sous l'action de mouvements tectoniques distensifs de plus en plus prononcés qui entraînent la resédimentation intraformationnelle de blocs métriques (membre moyen).

Les grès de Lamm-Saoz traduisent une reprise de la sédimentation arenacée type Grès de Kermeur avec cependant l'absence de quartz tourmalinifère. Le bassin correspond de nouveau à un milieu de Shoreface dominée par les tempêtes. Cette diminution paléobathymétrique pourrait s'expliquer par la baisse eustatique de l'Ashgill (BRENCHLEY et NEWALL, 1984). Les mouvements tectoniques distensifs ne se font plus sentir que très discrètement à la base et la subsidence est de nouveau faible comme cela est attesté par la Kaolinisation des feldspaths.

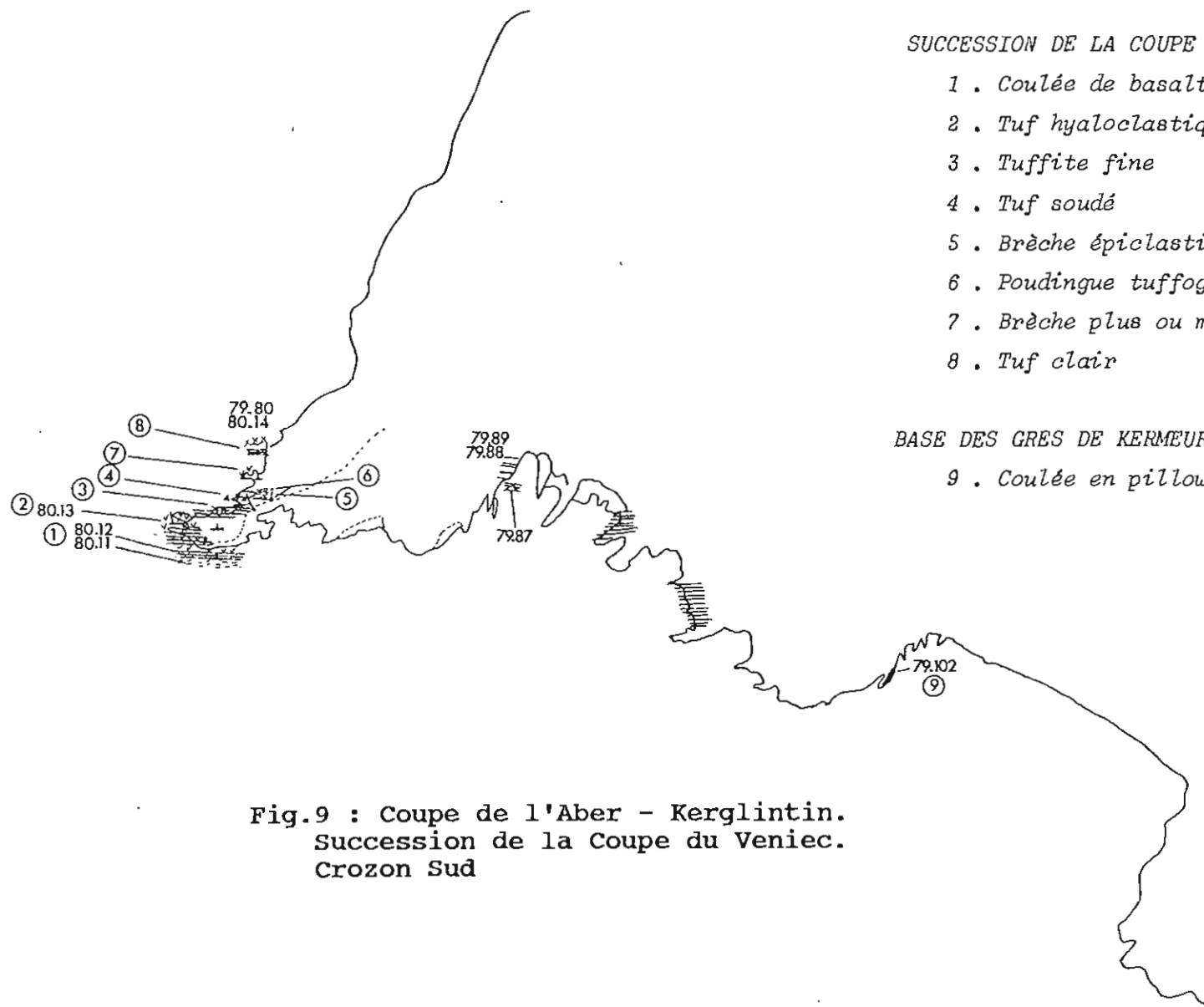


#### IV- L'INSTALLATION D'UNE SEDIMENTATION CARBONATEE ET D'UN VOLCANISME DISTENSIF : LA FORMATION DE ROSAN

##### A- LES COULEES ET TUFFS DE LA COUPE DU VENNIEC : ARRET 7

La succession du Venniec sur la rive gauche de l'Aber (Fig.9) montre un ensemble magmatique concordant sur la Formation de Kermeur dont les différents termes présentent des affinités alcalines.

- Une coulée massive d'une spilite finement vésiculée. C'est un pillow basaltique hyalin qui présente une structure de trempe avec des petits plagioclases creux et allongés et de rares microphénocristaux de pyroxènes. L'ensemble baigne dans un verre interstitiel où s'individualisent des globules remplis de clinochlore en gerbes et de calcite ainsi que des amygdales de calcite et du quartz secondaire (Fig.6, Pl.5). L'étude de la vésicularité indique une mise en place dans une tranche d'eau de 100 à 300 m (HAMOUMI, 1981).
  - Des calcaires à Bryozoaires.
  - Des bancs chaotiques métriques de brèche Pyroclastique à éléments de ponce, intercalés avec des bancs parfois plus durs de brèche remaniée (épicyclastique) où une stratification est visible. L'ensemble a tendance à s'altérer en boules. Les boules de la brèche hyaloclastique sont elles-mêmes des brèches hétérogènes à éléments de taille variables dans une matrice assez quartzueuse fine :
    - des éléments avec des plagioclases tholéitiques, des quartz détritiques anguleux à inclusions (zircon et tourmaline), des quartz néoformés et une pâte encore vitreuse avec des globules de chlorite et clinochlore en gerbes et de la calcite,
    - des éléments à structure amygdalaire et globulaire à remplissage de clinochlore ou de calcite,
    - des éléments avec peu de globules mais surtout du quartz secondaire ; en mosaïque de taille importante,
      - . Des éléments vitreux,
      - . Des minéraux opaques,
- Cette roche est un tuff à débris lithiques de verre kéraatophyre.
- Des tuffs fins, basiques à globules noirs (reliques de pyroxènes et de débris lithiques) ;
  - Des niveaux tuffacés plus fins, surmontés par un niveau argileux ;
  - Une brèche épicyclastique presque submonogénique à éléments tuffacés et rares éléments ponceux ;
  - Des tufs remaniés et poudingues tuffogéniques ;
  - Des tuffites litées fines (Fig.7, Pl.5) à structure fluidale dont la paragenèse est constituée par des microphénocristaux de plagioclases creux, de nombreux minéraux opaques (pyrite et autres) et quelques quartz détritiques de forme anguleuse et de taille importante à extinction roulante et nombreuses



SUCCESSION DE LA COUPE DU VENIEC

- 1 . Coulée de basaltes en pillows lavas
- 2 . Tuf hyaloclastique
- 3 . Tuffite fine
- 4 . Tuf soudé
- 5 . Brèche épicastique
- 6 . Poudingue tuffogénique
- 7 . Brèche plus ou moins épicastique
- 8 . Tuf clair

BASE DES GRES DE KERMEUR A KERGLINTIN

- 9 . Coulée en pillows

Fig.9 : Coupe de l'Aber - Kerglintin.  
 Succession de la Coupe du Veniec.  
 Crozon Sud

inclusions. La mésostase se compose d'un verre finement recristallisé en chlorite avec des plages de calcite secondaire des globules ou amygdalites à remplissage de chlorite et de clinochlore en gerbes et de l'épidote (pistachite).

- Une métavolcanite acide, entièrement silicifiée et rubéfiée. Il s'agit d'une roche basique hétérogène à structure fluidale presque totalement transformée en chlorite avec des globules et des amygdales remplis de clinochlore ; elle est soulignée de minéraux opaques frais ou altérés qui exudent leur fer ferrique en bordure.

#### B- LES TUFFS ET CALCAIRES DE ROSAN CARRIERE DU FOUR A CHAUX : ARRET 8

Dans la carrière du four à chaux affleure un deuxième ensemble magmatique (16,5 m) qui est limité à la base par une faille et dont la relation avec le 1er ensemble : coupe du Venniec n'est pas connue. Les différents termes de ce deuxième ensemble (Fig.1, Pl.12) qui présente une affinité tholeitique sont des calcaires, des niveaux tuffacés, une coulée volcanique et des joints gréseux.

- Les niveaux de calcaires sont de couleur grisâtre avec des zones d'accumulation de fossiles. Ils se présentent en bancs métriques massifs, gradés ou à litage oblique. L'étude des lames minces et des empreintes à l'acétate a montré que ces niveaux sont entièrement recristallisés (Fig.2, Pl.12) ; ils contiennent des bioclastes de Crinoïdes, Bryozoaires (Fig.12, Pl.3) et Brachiopodes. Les bioclastes de Crinoïdes et quelques éléments de Brachiopodes sont apparemment roulés et présentent très rarement une bordure de micrite (Pl. 20, fig.4), caractère qui serait en faveur d'un dépôt en zone photique (plate-forme).

- Les grès correspondent à des wackes mal classés qui montrent le même stock minéralogique que les Grès de Kermeur. Cependant, il est intéressant de noter le façonnement des grains de quartz (forme arrondie et forme anguleuse avec des cassures conchoïdales) et leur disposition circulaire (Fig.5, Pl.10) qui évoquent une dynamique glaciaire. Une étude de la surface de ces quartz devrait permettre de vérifier cette hypothèse qui n'est d'ailleurs pas en contradiction avec le contexte général. En effet les dépôts carbonatés équivalents des Calcaires de Rosan : Calcaires de Vaux en Normandie (DORE et al., 1977), Calcaires d'Urbana en Espagne (ROBARDET et al., 1980) et calcaires à Bryozoaires au Maroc (HAMOUMI, travaux en cours) sont associés à des dépôts glacio-marins.

- Les calcaires tuffogènes (Fig.6, Pl.10) montrent des cristaux de calcite avec des amygdales et des globules à contenu varié :

- du verre palagonitisé ou encore frais,
- des baguettes de plagioclases totalement saussuritisés,

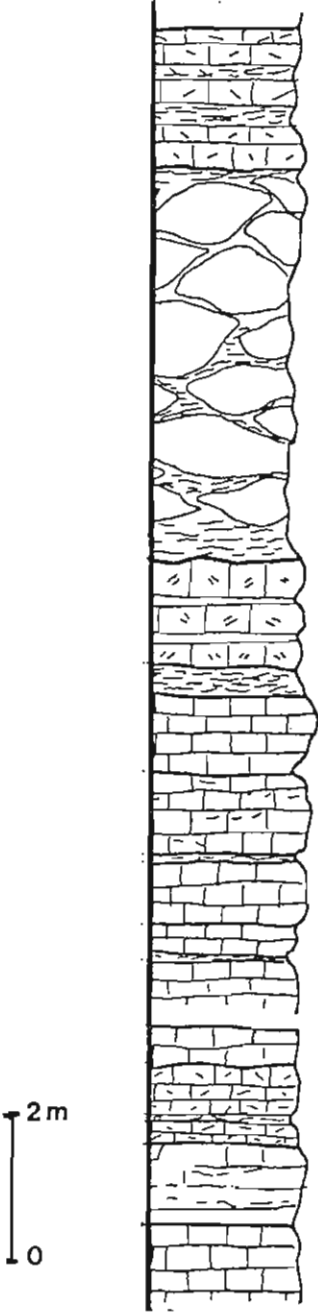
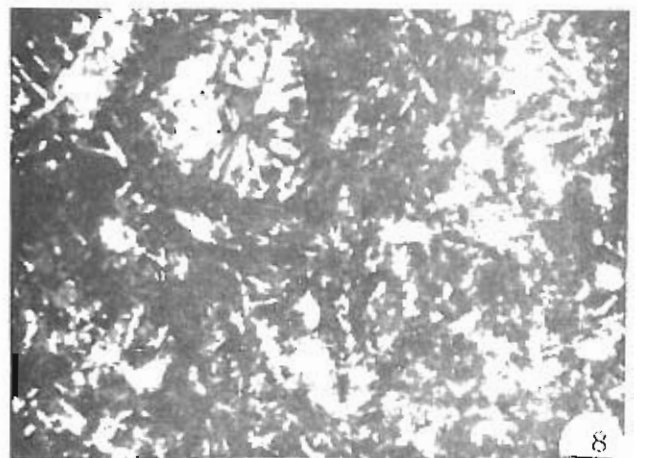
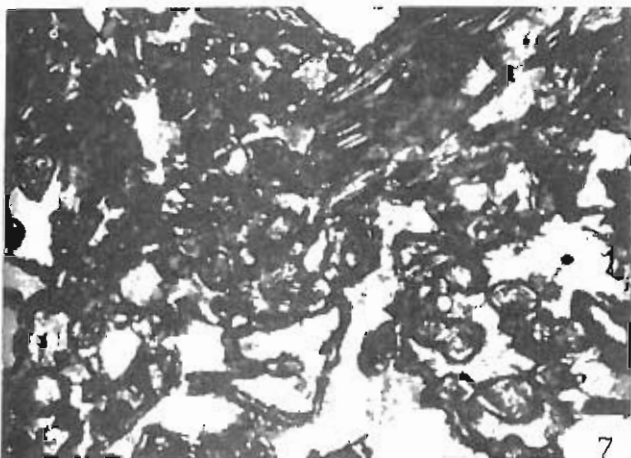
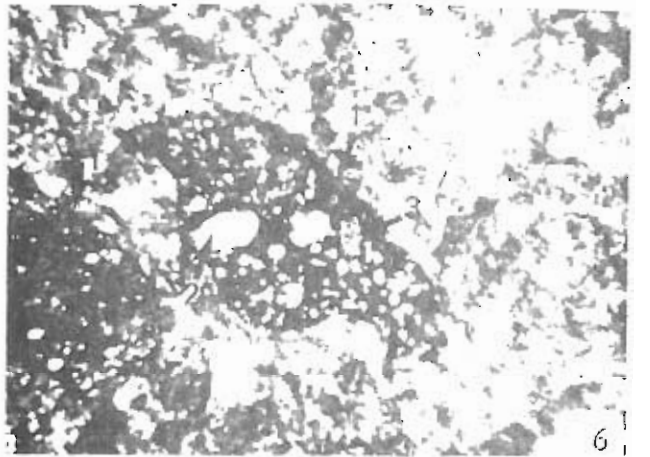
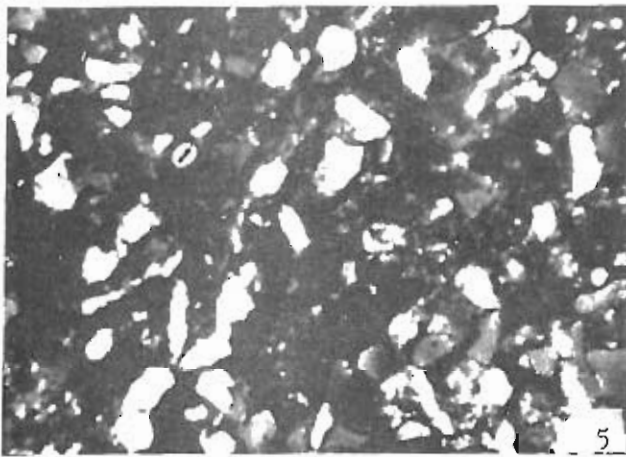
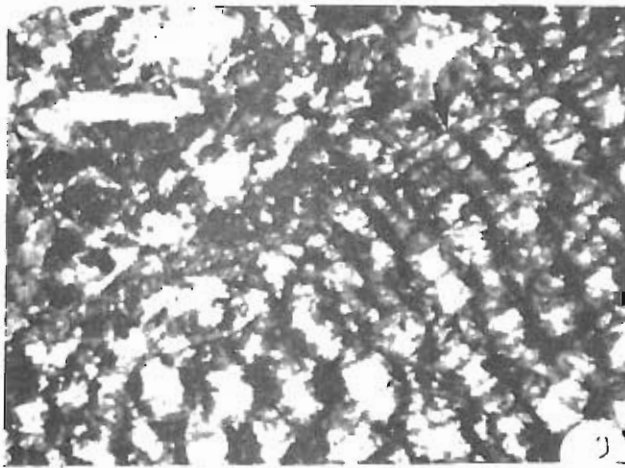
COLONNE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	PETROFACIES
 <p>A vertical lithostratigraphic column showing various rock layers. From top to bottom, the layers are: a thin layer of tuffite with a calcareous cement; a thick section of spilitic flows in pillow lavas; a layer of argillaceous wackes; a layer of ruffogenic limestone; another layer of argillaceous wackes; a layer of bioclastic limestone with a basal brachiopod; a layer of tuffite with a calcareous cement; and finally, a layer of bioclastic limestone at the base. A vertical scale bar on the left indicates 2 meters, with '0' at the bottom and '2m' at the top.</p>	<p>Tuffite à ciment clacaire</p> <p>Coulées spilitiques en pillows lavas</p> <p>Wackes argileux</p> <p>Calcaire ruffogène</p> <p>Wackes argileux</p> <p>Calcaire bioclastique à lumachelle basale</p> <p>Tuffite à ciment calcaire</p> <p>Calcaire bioclastique</p>

Fig. 10 : Formation de Rosan dans la carrière du four à chaux.  
Crozon Sud

**TEXTE PLANCHE 12**  
**LA FORMATION DE ROSAN**  
**(CARRIÈRE DU FOUR A CHAUX)**

- Fig.1 : Formation de Rosan (carrière du four à chaux). coulées au débit en pillows lavas dans les Tufs et Calcaires de Rosan. Les pillows très vésicularisés, de couleur claire, ont une taille variant de 40 cm à 1 m.
- Fig.2 : Petrofaciès du niveau calcaire (x 60). Niveau calcaire entièrement recristallisé en calcite sparitique néomorphique.
- Fig.3 : Petrofaciès du niveau calcaire (x 60). Accumulation bioclastique avec fragment de Bryozoaire.
- Fig.4 : Petrofaciès du niveau calcaire (x 60). Bioclaste évoquant un fragment algaire (?). La recristallisation très développée rend la détermination délicate.
- Fig.5 : Petrofaciès du niveau schisto-gréseux (x 20). Noter la forme des grains et leur disposition qui rappelle les caractères des sédiments glacio-marins.
- Fig.6 : Calcaire tuffogène (x 60). Il se caractérise par la présence de globules de tuff (1), contenant eux-mêmes des microglobules à remplissage de calcite (2) et de verre palagonitisé (3).
- Fig.7 : Tuffite à ciment calcaire (x 60). Elle se caractérise par une structure fluidale, la présence de verre palagonitisé et un ciment de calcite néomorphique.
- Fig.8 : Coulée spilitique (x 60). Les baguettes de plagioclases sont fines et saussuritisées. La mésostase se compose d'un verre des globules de clinocllore et de calcite.

PLANCHE 12



- des globules de calcite,
- des grains de quartz secondaires,

- Les tuffites à ciment calcaire (Fig.7, Pl.10) présentent une structure fluidale et une structure amygdalaire. Les globules et les amygdales contiennent des baguettes de plagioclases dans un verre palagonitisé, le reste du dépôt est constitué par une fraction importante (70 %) de calcite recristallisée et de minéraux opaques abondants, qui montrent souvent des exudations d'hématite.

- La coulée volcanique apparaît au sommet de la Formation. Elle a une puissance de 5 m et un débit en pilows lavas de couleur claire à vésicularité bien apparente. Leur diamètre varie de 40cm à 1m. Il s'agit de spilites à caractère magmatique conservé; qui présentent une structure doléritique amygdalaire (Fig.8, Pl.10). Ils sont composés par un verre avec des amygdales de calcite recristallisée, des globules de clinocllore et des zéolithes (peut-être laumontite?) et des baguettes de plagioclases creux et fins saussuritisés. La présence de chlorite, de calcite et d'albite permet de dire que la roche est basique, les plagioclases devaient être des anorthites, ils se sont transformés en albite en exudant leur calcite. Cette coulée est à affinité tholéitique typiquement anarogénique. Sa profondeur d'émission, indiquée par la vésicularité et le diamètre des vésicules est de 100 à 500m.

### C- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Les calcaires de Rosan sont totalement recristallisés en calcite, mais les bioclastes présentent des caractères qui seraient en faveur d'un dépôt de plate-forme, en milieu assez agité (en dessous de l'action des vagues).

Ces dépôts sont comparables aux calcaires à Bryozoaires de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas oriental (HAMOUMI, travaux en cours). Ces derniers étaient considérés pendant longtemps comme une formation récifale à Bryzoaire (CLARIOND 1952; DESTOMBES, 1962, DESTOMES et al., 1985) sont interprétés actuellement (HAMOUMI, 1990) comme une accumulation detritique de boue carbonatée et de débris d'organismes issus du remaniement d'une colonie importante de Bryozoaires dont l'extinction pourrait être en relation avec le refroidissement dû à la glaciation fini-ordovicienne.

Les calcaires de Rosan résulteraient alors d'une source intra-bassin qui correspond à un niveau de condensation très important induit par une colonisation biologique lors d'une période particulière de prolifération d'organismes.

- La texture des grès argileux associés aux calcaires de Rosan rappelle celle des dépôts glaciaires. Mais en

l'absence d'autres preuves il paraît difficile d'attribuer une origine glaciaire à ces grès.

- Le volcanisme de Rosan d'affinité alcaline (tufs transitionnels (coupe du Venniec) et tholeitique anorogénique (spilite de la carrière de Rosan) traduit bien un régime distensif intracontinental et une profondeur d'émission entre 100 et 500 m).

## CONCLUSIONS

### A- RELATIONS CROZON NORD / CROZON SUD

Seuls le niveau phosphaté du sommet de la Formation de Postolonnec et les faciès de la base de la Formation de Kermeur peuvent être corrélés stratigraphiquement. La Formation du Cosquer à un âge au moins post Costonien, les Grès de Lamm-Saoz sont d'âge ashgill et la Formation de Rosan pourrait atteindre l'hirnantien.

Les différences d'épaisseur et de faciès entre les successions de Crozon nord et de Crozon sud, les manifestations glaciaires qui sont limitées à Crozon nord (mais il n'est pas exclu que certains niveaux argileux du sommet de la Formation de Kermeur de la Formation de Rosan à Crozon sud soient d'origine glaciaire) et les dépôts carbonatés et le volcanisme de Crozon sud posent le problème des relations entre les deux unités et au-delà des relations et au-delà entre les différents événements climatiques et tectoniques.

Dans l'unité Nord, les mouvements distensifs se traduisent par la resédimentation intraformationnelle de blocs métriques (membre moyen de la Formation du Cosquer). Dans l'unité Sud, les mouvements distensifs sont enregistrés par des déformations synsédimentaires au sommet des Grès de Kermeur et par<sup>des</sup> coulées volcaniques de plus en plus fréquentes et de plus en plus abondantes ; à un magmatisme alcalin succède un magmatisme tholeitique anorogénique

Les sédiments glaciaires de la Formation du Cosquer sont différents de ceux de la Formation des Pélites à fragments de Normandie et d'Espagne. Dans la Formation du Cosquer, les fragments polyédriques carbonatés sont rares (4 sur 50) et leur origine ne semble pas armoricaine ; à l'opposé, les fragments polyédriques de Normandie sont à 85 % (DANGEARD et DORE, 1971 ; DORE et LE GALL, 1972) et proviennent du ravinement des formations sous-jacentes.

Il n'existe pas de matériel volcanique remanié dans la Formation du Cosquer dont le comportement est pourtant celui d'un réceptacle de matériel resédimenté. Les feldspaths



plagioclases frais des membres moyens et supérieur de la Formation du Cosquer pourraient indiquer aussi bien des influences volcano-sédimentaires qu'un environnement glaciaire qui permet la préservation de ces minéraux.

Les corréllations stratigraphiques entre la Formation du Cosquer et les Formations glaciaires du domaine Ibero-Armoricain ne sont pas non plus évidente.

- Les pelites à fragments de Normandie remanient des galets carbonatés qui ont livré des conodontes d'âge ashigillien (WEYANT et al., 1977).
- La Formation Orea en celtibérie est datée par Acritarches dans sa partie sommitale du Llandovery inférieur à moyen (HAFENRICHTER, 1980).
- La Formation "Pelitas con fragmentas" qui n'a livré aucune faune est datée indirectement par les dépôts qui l'encadrent. Elle aurait un âge compris entre le Caradoc supérieur et le Llandovery - Wenlock inférieur (ROBRARDET et al., 1980).
- La Formation du Cosquer dont l'âge post Caradoc moyen n'est donné que par un Brachipodes remanié, est surmontée par les Grès de Lamm-Saoz d'âge Ashigill (dont le contact avec les ampelites du Wenlok est matérialisé par une faille), elle semble alors plus ancienne.

Les différences d'âge entre ces Formation pourraient trouver une explication dans le fait qu'elles soient issues du délestage de glaces flottées. Leur dépôt ne serait donc pas forcément synchrone et dépendrait entre autre de la position du milieu de sédimentation par rapport à l'inlandsis africain.

Par contre le parallélisme est bien établi entre la Formation de Rosan, les calcaires de vaux en Normandie et les calcaires à cystoides en celtiberie (BERGSTROM, 1971) dont l'âge ashigillien est indiqué par les Conodontes (WEYANT et al., 1977 ; PARIS et al., 1981).

De plus, il est impossible de retrouver, dans l'état actuel de nos connaissances, un équivalent latéral des membres pélitiques de Raguenez et de Kermeur dans la Formation de Kermeur de l'unité Nord.

Ces différents éléments incitent à mettre en corrélation les manifestations volcaniques de la Formation de Rosan avec les déformations syn-sédimentaires des membres moyen et supérieur de la Formation du Cosquer (Fig.11). Le membre inférieur de la Formation du Cosquer serait, dans cette hypothèse, un équivalent latéral soit du sommet de la Formation de Kermeur de l'unité sud soit des 4-5 mètres de pélites noires qui séparent les formations de Kermeur et de Rosan. Les sédiments glaciaires de la base de la Formation du Cosquer seraient donc situés stratigraphiquement sous les calcaires de la Formation de Rosan. cette disposition est également connue

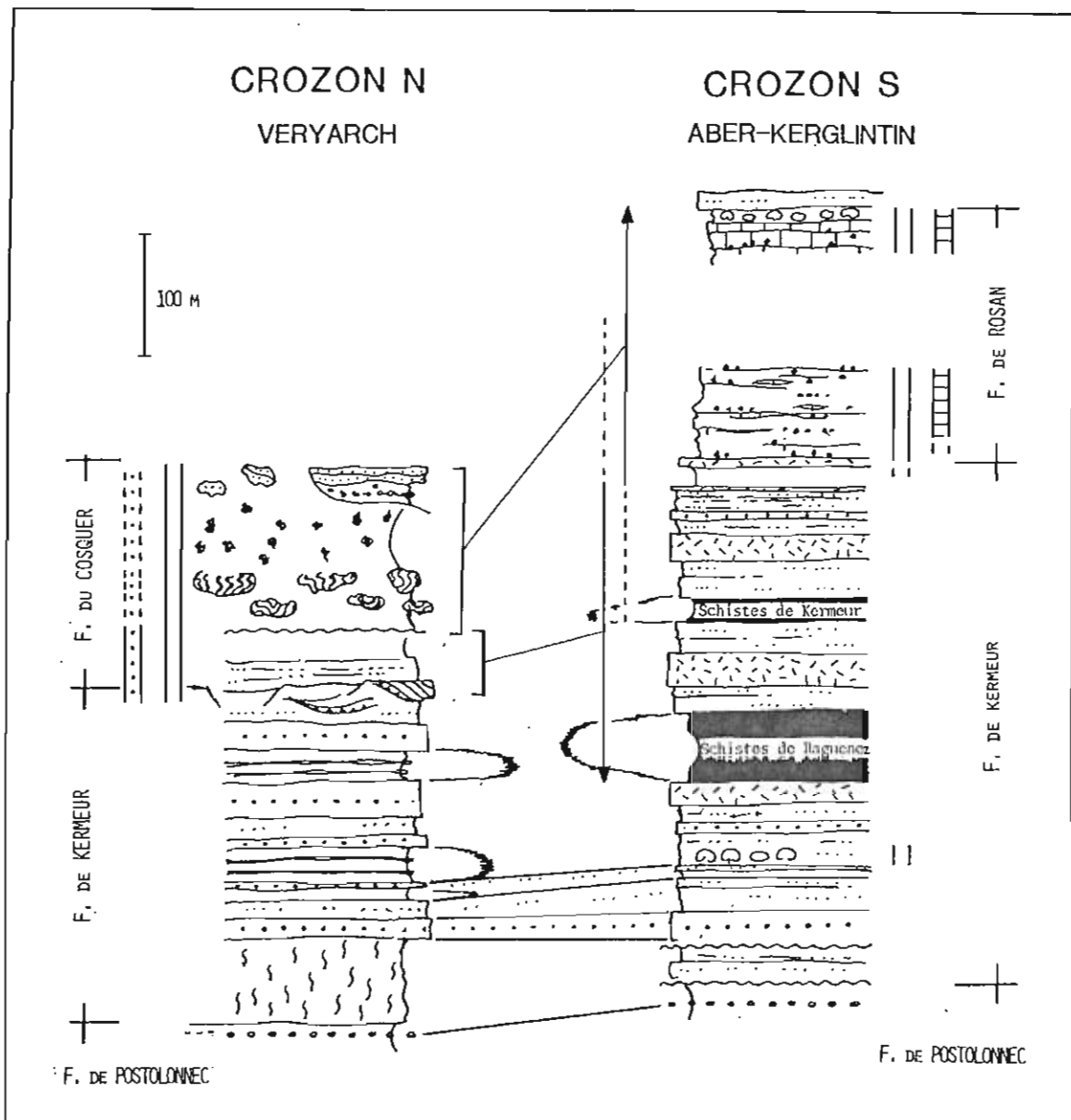


Fig.11 : Proposition de corrélation entre les unités Crozon Nord (Coupe du Veryarc'h) et Crozon sud (Coupe de l'Aber).

au Maroc dans l'Anti-Atlas oriental où les calcaires à Bryozoaires sont intercalés entre les dépôts glaciaires de l'Ashigill et les Formations siluriennes.

#### B- CALENDRIER DES EVENEMENTS GEODYNAMIQUES ET HISTOIRE SEDIMENTAIRE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR OUEST ARMORICAIN

L'Ordovicien supérieur ouest-armoricain correspond à la phase de vieillesse (abandon) d'une plateforme proche, d'un point de vue typologique, des cratons sahariens. Cette phase de vieillesse se traduit par une accélération des processus distensifs, qui s'accompagne d'un morcellement de l'aire de sédimentation suivant les blocs délimités par les anciennes fractions du socle, dont deux ensembles sont représentés en presque île de Crozon, les unités Crozon nord et Crozon sud. Le processus d'abandon s'effectue en 3 temps :

##### - Niveau à nodules phosphatés et oolithes ferrugineuses :

Événement tectonique qui entraîne une modification de la configuration du bassin et donc du niveau marin ce qui se traduit par une variation des conditions géochimique et un arrêt ou une diminution des apports terrigènes et donc la formation de nodules phosphatés et d'oolithe ferrugineuses.

##### - Formation de Kermeur :

Poursuite des mouvements tectoniques à Crozon sud qui entraînent une subsidence active, un volcanisme tholeitique distensif et un approfondissement de l'aire de sédimentation. Ces mouvements ne se manifestent pas à Crozon nord où la subsidence reste très faible.

##### - Formation du Cosquer :

- 1- Reprise des mouvements à Crozon nord qui vont induire un glissement synsédimentaire à sommet des Grès de Kermeur et un approfondissement de l'aire de sédimentation.
- 2- Apport de sédiments glaciaires à Crozon nord à dominance argileuse par des glaces flottées dont la fonte participera à l'augmentation de la tranche d'eau.
- 3- Reprise des mouvements tectoniques
  - . Resédimentation de bloc intraformationnel dans les schistes du Cosquer à Crozon nord.
  - . Développement d'un volcanisme alcalin à tholeitique de plus en plus abondant à Crozon sud.
- 4- Avènement des Grès de Lamm-Saoz
  - \* Baisse eustatique en relation avec la glaciation finie ordovicienne et installation d'un milieu de shoreface à Crozon nord.
  - \* Arrêt des mouvements tectoniques et ralentissement de la subsidence à Crozon nord.

- Installation de la sédimentation carbonatée et poursuite de l'activité volcanique dans l'aire sud.

#### C- PLACE DE L'ORDOVICIEN SUPERIEUR OUEST ARMORICAIN DANS LA PLATEFORME NORD GONDWACIENNE

Les séries de l'Ordovicien supérieur ouest armoricain s'apparente bien à la plateforme nord gondwanienne par leur faciès, la nature de leur sédiments et les facteurs qui ont contrôlé leur sédimentation :

- Les faciès résultent d'une dynamique de tempêtes dans un milieu de plateforme.
- Les sédiments ont un stock minéralogique assez constant qui atteste d'une roche mère à composantes cristallines et épimétamorphiques. Seule l'origine des quartz tourmalinifère de la Formation de Kermeur à Crozon nord reste énigmatique.
- Les "unconformities" sont soulignées par des dépôts particuliers nodules phosphatés et oolithes ferrugineuses.
- Les effets de la glaciation fini ordovicienne sont bien enregistrés à Crozon nord (Formation du Cosquer) essentiellement dans la nature et le façonnement des sédiments qui sont véhiculés par des glaces flottées ainsi que par le glacio eustatisme. Ce qui permet de situer ce domaine au large de l'inlandsis.
- L'évènement distensif fini ordovicien reconnu dans d'autres domaines, dans le Sahara algérien (FABRE 1976) en Mauritanie (DEYNOUX 1980) en Espagne (TOBARDET et al., 1980) au Maroc (CHALOUAN, 1986 ; HAMOUMI, 1988 ; OUANAIMI, 1989) est bien enregistrée également. Cet évènement peut se manifester soit par un volcanisme soit par une tectonique synsédimentaire. Il est en relation avec l'amorie de la fragmentation du Gondwana qui va poursuivre jusqu'au Devonien et création de la plaque Armorica (PERROUD et al., 1984).

Les différences notées entre les deux successions sont dues au fait qu'elles se sont développées dans deux aires paléogéographiques différentes. En effet la plateforme nord gondwanienne était constituée par plusieurs sous bassins créés par le jeu d'effondrement et de soulèvement de bloc sous le contrôle d'anciennes failles du socle.

Ainsi l'unité de Crozon sud devait appartenir au même domaine paléogéographique que le West Morland en Angleterre, la Normandie en France, le Synclinal de Buçaco au Portugal, la Sierra Morena et la Celtiberie en Espagne, la Thuringe en Allemagne et l'Anti-Atlas oriental au Maroc. En effet toutes ces régions ont connu un épisode carbonaté riche en Bryozoaire qui semble avoir la même origine accumulation detritique de boue carbonatée et de débris d'organisme. Les Formations calcaires de l'Espagne et du Massif armoricain étaient déjà rapporté sur la base des associations de conodontes (BERGSTROM,

1971) à une même province : la province carbonatée de l'Atlantique nord caractérisée par la zone à A. OrdoVICUS qui indique un climat arctique du moins frais et tempéré. Les calcaires à Bryozoaires de l'Anti-Atlas oriental également d'âge Ashgill (DESTOMBES, 1987) montrent des espèces de Bryozoaire qui sont connus au nord de l'Andalousie. Almaden et en Montagne Noire ils indiqueraient un climat tempéré ou boreal (SPJELDNAE in DESTOMBES, 1987).

L'unité Crozon nord serait plus proche de la Meseta centre orientale au Maroc (Jebilet, Maroc central) où les mouvements tectoniques distensifs fini ordoviciens ont induit la création d'un sillon et la resédimentation par gravité des sédiments glaciaires (HAMOUMI, 1988). Cette hypothèse peut être confortée par l'identité de certains galets polyédriques remaniés dans la Formation du Cosquer et dans les argiles microconglomératiques des jebilet.

## RÉFÉRENCES

- ARBEY F. (1968) : Structure et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). C.R. Acad. Sci, Paris, (D), 266, pp. 76-78.
- ARBEY F. et TAMAIN G. (1971) : Existence d'une glaciation siluro-ordovicienne en Sierra Morena (Espagne). C.R. Acad. Sci., Paris, 272, Sér. D, pp. 1721-1724.
- ARTHAUD F. et MATTE P. (1977) : Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern African : result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Amer. Bull. 88, pp. 1305-1320.
- AUTRAN A. & COGNE J. (1980) : La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26ème Congr. géol. intern, Paris 1980, Coll. C 6, Géologie de l'Europe, pp. 90-111.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MELOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUETE Y., & ROBARDET M., (1976) : The Ordovician of the Armorican Massif (France), in M.G. Basset (édit.) : The Ordovician system Proceedings of a Paleontological symposium, Birmingham, sept. 1974, 696 P., pp. 359-385.
- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F. & ROBARDET M. (1976b) : Lexique des formations de l'Ordovicien armoricain. Bull. Soc. minéral. Bretagne, numéro spécial.
- BABIN C., COCKS L.R.M. et WALLISER O.H. (1980) : Faciès, faunes et paléogéographie antécarbonifère de l'Europe. 26ème Congrès géologie international, Colloque C6, Géologie de l'Europe.
- BACHTADSE V., VAN DER VOO R. et KRONER A. (1984) : Paléomagnétique results from the lower Devonian part of the Table Mountain group, South Africa, EOS Trans. AGU, 65, p. 863.
- BALLARD J.F., BRUN J.P. et DURAND J. (1986) : La discordance Briovérien : Paléozoïque inférieur en Bretagne Centrale : signature d'un épisode de distension ordovicienne. C.R. Acad. Sci., Paris, 303, Sér. II, pp. 1327-1332.
- BAMBACH R.K., SCOTSESE C.R. et ZIEGLER A.M. (1980) : Before Pangea : the geographies of the Palaeozoic world. Amer. Scientist, 68, pp. 26-38.
- BARROIS CH. (1889) : Mémoire sur les éruptions diabasiques siluriennes du Menez-Hom. Bull. Serv. Carte géol. France, N°7.

BELLINI E. et MASSA D. (1980) : A stratigraphic contribution to the Palaeozoic of the southern basins of Libya. In : "The Geology of Libya", M.J Salem et M.T Bureswill (Eds), Academic Press, 1, p. 3-56.

BERGSTROM M. (1971) : Conodont biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of Europe and eastern North America In Symposium on conodont biostratigraphy, Sweet E Bergström edit. Geol. Soc. Amer. Mem., 127 : 83-162.

BEUF S., BLJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., CARIEL O., & BENNACEF A., (1971) : Les Grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'une craton. Editions Technip. Paris ; Publ. Inst. Français Pétrole; collect. Sc. Tech. pétrole, N°18.

BISHOP A.C., BRADSHAW J.D., RENOUF J.T. & TAYLOR R.T. (1969) : The stratigraphy and structure of part of west Finistère, France. Quart. J. geol. Soc London, 124, pp. 309-348.

BONHOMMET N. et PERROUD H. (1986) : Apport du paléomagnétisme à la compréhension de l'orogénèse hercynienne en Europe occidentale. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), II, pp. 35-42.

BOSSIERE G. et RAYMOND D. (1972) : Sur l'âge probablement anté-Llanvirn du métamorphisme des schistes satinés au Nord de la Grande Kabylie (Algérie). D.R. Acad. Sci., Paris, 275, Sér. D, pp. 641-644.

BRADSHAW J.D. (1963) : The lower Paleozoic and lowest Devonian rocks of the Crozon peninsula (Finistère). Ph. D. Thesis, London, 123 p. (inédit.).

BRENCHLEY P.J et NEWALL G. (1984) : Late Ordovician environmental changes and their effect on faunas. In : "Aspects of the Ordovician System", D.L. Bruton (Ed.), Palaeont. Contrib. Univ. of Oslo, 295, pp. 65-79.

BRENCHLEY P.J. (1985) : Storm influenced sandstone beds. Modern Geol., 9, pp. 369-396.

CABANIS B (1983) - Main features of volcanism and plutonism in late proterozoic and dinatin times in France. In : Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian Mauritanide Orogen. SCHENK p. E., Ed.

CARMIGNANI L., COCOZZA T., MINZONI N. & PERTUSATI P.C. (1978) : The hercynian orogenic revolution in Sardinia. Z. Dt. Geol. Ges., 129, pp. 485-493.

CAILLEUX A. et TRICART J., 1959 : Initiation à l'étude des sables et des galets. S D U, Paris, 3 tomes Ronéo.

CHALOUAN A. (1986) - Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine. Thèse Doc. Es Sci. de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg.

CHAUVEL J. (1966) : Echinodermes de l'Ordovicien du Maroc. Cah. Paléont., 120 p.

COGNE J. 1971 : Le Massif armoricain. in J. Debelmas (2d.) : Géologie de la France, 1, pp. 105-161.

COGNE J. (1977) : La chaîne hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. In : Coll. int. C.N.R.S. N°268, Ecologie et Géologie de l'Himalaya, Sévères 1976, pp. 111-129.

COGNEY G. (1957) : Recherches géologiques au confluent des oueds Bou-Regreg, Grou et Akrech (Maroc occidental). Travaux Institut Sci. Chérifien, Sér. Géol. Géogr. Phys., 6.

CORNEE J.J., COSTAGLIA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (1985) : Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Ouled Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien. Ann. Soc. Géol. Nod, CIV, pp. 141-146.

CRIMES T.P. et CROSSLEY J.D. (1968) : The stratigraphy, sedimentology, ichnology and structure of the lower palaeozoic rocks of part of north-eastern co-wexford. Proc. R. Irish Acad., 67, Section B, 8, pp. 185-215.

DANGEARD L. & DORE F. (1971) : Faciès de l'Ordovicien supérieur en Normandie. Mém. BRGM, N°73, pp. 119-126.

DARBOUX J.R. & ROLET J. (1979) : Mise en évidence d'unités hercyniennes différenciées dans le domaine centre-armoricain occidental. Rapprochement ? recouvrement ? 7ème R.A.S.T. Lyon, p. 143. Ouvrage déposé à la S.G.F.

DESTOMBES J. (1962) - Stratigraphie et paléogéographie de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). Un essai de synthèse. Bull. Soc. géol. Fr., 7, (4), p. 453-460.

DESTOMBES J. (1963) - Données stratigraphiques sur l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). Rev. Inst. Fr. Pet., 18, 10, p. 1464-1471.

DESTOMBES J. (1968a) : Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti-Atlas, Maroc C.R. Acad. Sci., Paris, 267, Sér. D, pp. 565-567.



DESTOMBES J. (1968b) : Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2° Bani Ashgill Supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc C.R. Acad. Sci., Paris, 267, Sér. D, pp. 684-686.

DESTOMBES J. (1971) - l'Ordovicien du Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. Mém. B.R.G.M., 73, coll. Ordov. Sil. Brest.

DESTOMBES J. HOLLARD H. et WILLERFERT S. (1985) - Lower paleozoic rocks of Morocco. In : Lower Paleozoic of north-western and west central Africa. C.H. HOLLAND Ed.

DESTOMBES J. (1987) : Note explicative de la carte géologique au 200.000e : Tafilalt - Taouz. Notes et M. Serv. Géol. Maroc N° 244.

DEUBEL F. (1929) : Erläuterungen zur geologischen Karten von Preussen und benachbarten deutschen Ländern, Lieferung 301, Blatt Gräfenthal. Preuss. Géol. Landesanstalt, Berlin, pp. 1-139.

DEUNFF J. (1958) : Microfossiles planctoniques du Paléozoïque armoricain. Ordovicien du Veryarc'h (Presqu'île de Crozon). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n. sér., 2, 1-41.

DEYNOUX M. (1980) - Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plate-forme stable. Trav. Lab. Sci. Terre, St. Jérôme-Marseille, C.N.R.S., Elf Aquitaine.

DEYNOUX M., DIA O., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1972) - La glaciation "fini-ordovicienne" en Afrique de l'Ouest. Coll Ordovicien-Silurien, Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 4, p.9-16.

DIA O., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1969) - Discordance de ravinement et discordance angulaire dans le "Cambro-Ordovicien" de la région de Mejeria (Taganet occidental, Mauritanie). Bull. Soc. géol. Fr., 11, p. 207-281.

DORE F. & LE GALL J. (1972) : Sédimentologie de la "tillite de Feuguerolles" (Ordovicien supérieur de Normandie), Bull. Soc. géol. Fr., (7), XIV, pp. 199-211.

DORE F., DUPRET L., LEGALL J. (1985) : Tillites et tilloides du Massif Armoricain. Pal., Pal., Pal. 51 : pp. 85-96.

DURAND J. (1985) - Le grès armoricain : sédimentologie : traces, fossiles, milieux de dépôt. Mémoires et documents du Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles.

FABRE J. (1976) : Introduction à la géologie du Sahara algérien S.N.E.D., Alger.

GELARD G.P., BOSSIERE G., LEGRAND P., SEMENOFF-TIAN-CHANSKYP et WEYANT M. (1978) : Le Dévonien d'Ihamriene dans la dorsale Kabyle (Massif de Chellata, grande Kabylie), sa stratigraphie et son complexe volcano-sédimentaire spilitique. Bull. Soc. géol. Fr., (7), XX, pp. 277-289.

GUILLOCHEAU F. & ROLET J. (1982) : La sédimentation paléozoïque ouest-armoricain. Histoire sédimentaire ; relations tectonique-sédimentation. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), 14, 2, pp. 45-62.

GUILLOCHEAU F. (1983) : Les dépôts de tempêtes : le modèle de l'Ordovicien moyen ouest-armoricain. Thèse de 3ème cycle, Univ. Bretagne Occ. (Brest), 223 p. (inédit).

GIGOUT M. (1951) : Etudes géologiques sur la Méséta marocaine occidentale (arrière-pays de Casabanca, Mazagan et Safi). Notes et Mém. Serv. Géol.

HAFENRICHTER M. (1980) : The lower and upper boundary of the ordovician system of some selected regions (Celtebeia, Eastern Sierra Morena) in Spain. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160, pp. 138-148.

HAILWOOD E.A. (1974) : Paleomagnetism of Msissi norite (Morocco) and paleozoic reconstruction of Gondwanaland. Earth Planet. Sci. Lett., 23, pp. 376-386.

HAMBREY M.J. (1986) : Palaeozoic in northern Ethiopia. In : "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", M.J. Hambrey et W.B. Harland (Eds), Cambridge Univ. Press., pp. 38-40.

HAMOUMI N., ROLET J. & PELHATE A. (1980) : Quelques nouvelles observations sur la sédimentation de la Formation des Schistes du Cosquer (presqu'île de Crozon). 8è R.A.S.T., Marseille, p. 179, ouvrage déposé à la S.G.F.

HAMOUMI N. (1981) : Analyse sédimentologique des formations de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif Armorican). Comparaison des coupes du Veryarc'h et de l'Aber-Kerglentin. Thèse 3ème cycle, Univ. Bretagne Occ. (Brest), 224 p, (inédit).

HAMOUMI N., LE RIBAUT L. & PELHATE A. (1981a) : Les schistes du Cosquer (Ordovicien supérieur, massif armorican occidental) : une formation glacio-marine à la périphérie d'un inlandsis ordovicien. Bull. Soc. Géol. France, (7), XXIII, pp. 279-286.

HAMOUMI N., D'ACRO PH. & PELHATE A. (1981b) : Double évolution diagénétique des grès de Kermeur de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif armoricain). Etude minéralogique et géochimique. C.R., Acad. Sci., Paris t. 293, série II, pp. 519-524.

HAMOUMI N. (1988) : La plateforme ordovicienne du Maroc : Dynamique des ensembles sédimentaires, Thèse de Doctorat d'Etat - Strasbourg, p. 239, 87 Fig., 11 Tabl., 12 Pl.

HAMOUMI N., GUILLOCHEAU F. et PELHATE A. (1989) : L'Ordovicien supérieur Ouest Armoricain : Une période complexe d'interaction climatique (GLACIATION) ; volcaniques et tectonique (distension). Notes et M. Géol. Maroc-Rabat, N° 335, 1988, pp. 77-88, 4 Fig.

HARLAND S.W. (1981) : Chronology of earth's glacial and tectonic record J. Geol. Soc. London, 138, pp. 197-203.

HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R. & WALKER R.G. (1975) : Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 2, Dallas, p. 161.

HAVLICEK V. (1950) : The Ordovician brachiopoda from Bohemia. Rospravy ustredniho ustavu geologickeho. Prague, Svazek XIII, 136 p.

HENRY J.L. (1969) : Microorganismes incertae sedis (Acritarches et Chitinozoaires) de l'Ordovicien de la presqu'île de Crozon (Finistère). Gisement de Mort Anglaise et de Kergrintin. Bull. soc. géol. minéral. Bretagne, n. sér., (1968), pp. 59-100.

HENRY J.L. (1980) : Trilobites ordoviciens du massif armoricain. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 22 250 p.

HENRY J.L. et THADEU D. (1971) : Géologie et micropaléontologie, intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton d'Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra de Buçaco (Portugal). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 272, (D), pp. 1343-1346, Pl.2.

HENRY J.L. et DESTOMBES J. (1991) : Un biofaciès à Trilobites Homalonotidae dans l'Ordovicien paléobiologiques et paléogéographiques Lethaia vol. 24 pp. 254.

KENT D.V., DIA O. et SOUGY J.M.A. (1984) : Paléomagnétisme of Lower-Middle Devonian and Upper Proterozoic : Cambrian (?) rocks from Mejeria (Mauritania, West Africa). In : "Plate reconstruction from paleozoic paleomagnetism", R. Van Der Voo, C.R. Scotese et N. Bonhommet (Eds), AGU, Geodynamic Series, 12, pp. 99-115.

Mc CLURE H. (1978) : Early paleozoic glaciation in Arabia. *Palaeogeogr. Palaeoclimat.*, 25, pp. 315-326.

Mc CLURE H. et YOUNG G.M. (1981) : Late palaeozoic glaciation in the Arabian Peninsula. In : "Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record", M.J. Hambrey et W.B. Harland (Eds)., Cambridge Univ. Press, PP. 275-277.

LAMBOY M., 1976 : Géologie marine et sous-marine du plateau continental au Nord-Ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des Phospharites. Thèse, Dr. Es-Sciences, Univ. Rouen.

LARDEUX H., CAUVEL J.J, HENRY J.L, MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P., ROBARDET M. (1977) : Evolution géologique du Massif Armoricaïn au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévonins. In : La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. Coll. Int. C.N.R.S., 243, pp. 181-192.

Le COINTRE G. (1926) : Recherches géologiques dans la Méséta marocaine. *Mém. Soc. Sci. Nat. Maroc*, 14, p. 158.

LINDSTROM D. & PELHATE A. (1971) : Présence de Conodontes dans les Calcaires de Rosan (Ordovicien moyen ou supérieur, Massif armoricaïn). *Mém. BRGM.*, n°73, pp. 89-91.

LON D.G.F. (1990) : Re-evaluation of the Pre-hirnantian glacial record of north America and France 13th International Sedimentological congress Abstracts papers p. 315.

LUCAS J. et PREVOT L. 1975 : Les marges continentales, pièges géochimiques, exemple de la marge atlantique de l'Afrique à la limite Crétacé-Tertiaire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XVII, N°4, pp. 496-501.

LUCAS G. (1938) : Contribution à l'étude du Silurien de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. Géol. minéral. Bretagne*, sér. pp. 95-126.

MAILLET P. (1977) : Etude géochimique de quelques séries spilithiques du Massif armoricaïn. Implications géotectoniques. Thèse 3ème Cycle, Univ. Rennes 134 p.

MARTIN (1982) : Les Acritarches de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire (Hérault, France). *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique*, 48, 10, pp. 1-61.

MASSA D., COMBAZ A. et MANDESCHEID G. (1965) : Observations sur les séries siluro-dévinienne des confins algéro-marocains du Sud (1954-1955). *Notes et Mém. Comp. Fr. Pétroles*, Paris, 8.

MELOU M. & PLUSQUELLEC Y. (1975) : Sur Bifungites (Problematica) du Grès de "Kermeur", Ordovicien de la Presqu'île de Crozon (Finistère, France). N. JB. Geol. Paläont, Mh. 8, pp. 465-479.

MELOU M. (1987) : Découverte de Hirnantia Sagittifera (M'Coy 1851) (Orthida Branchiopoda) dans l'Ordovicien supérieur (Asligillien) de l'extrémité occidentale du Massif Armoricaïn Geobios N°20 Fax. 5, pp. 679-685.

MILON Y. (1935) : La phase taconique et le volcanisme ordovicien de la Bretagne occidentale. C.R. somm. Soc. géol. minéral. Bretagne. n°3, pp. 1-3.

NATHAN Y. et LUCAS J. (1976) : Expériences sur la précipitation directe de l'apatite dans l'eau de mer ; implications dans la genèse des phosphorites. Chemical Geology, 18, pp. 181-186.

NOBLET C. (1984) - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana : la formation du grès armoricaïn et ses équivalents. Thèse de l'Université de Rennes.

PARIS F. (1981) : Les Chitinozoaires dans la Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe. Cadre géologique, étude systématique. Biostratigraphie. Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne, 26, 412 p.

PARIS F., PELHATE A. & WEYANT M. (1981) : Condontes ashgilliens dans la Formation de rosan, coupe de lostmarc'h, Massif armoricaïn) ; conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, (C), XII, 2, pp. 15-35.

PERROUD H. (1985) : Paleomagnétisme dans l'arc ibéro-armoricaïn et l'orogénèse varisque en Europe occidentale. Thèse Doc. Es-Sci., Univ. de Rennes I.

PERROUD H., BONHOMMET N. et VAN DER VOO R. (1983) : Paleomagnetisme of the Crozon Peninsula (France). Geophys. R. Astron. Soc. J., 72, pp. 307-319.

PERROUD H., VAN DER VOO R. et BONHOMMET N. (1984) : Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. Geology, 12, pp. 579-582.

PHILIPPOT A. (1963) : remarques sur la sédimentation de l'Ordovicien supérieur et moyen dans la presqu'île de Crozon (Finistère). Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, n. sér. (1961), pp. 134-143.

PIQUE A. (1979) : Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : le Meseta marocaine nord-occidentale. Sci. Géol., Mém., 56, p. 243.

PIQUE A. (1983) : Structural domains of the hercynian belt Morocco. In : Regional trends in the geologie of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide Orogen. P.E. SCHENK Ed.

PIQUE A. & MICHARD A. (1981) : Les zones structurales du Maroc hercynien. Soc. géol. Bull. 34, 2, p. 135-146.

PIQUE A. et MICHARD A. (1988) : Moroccan hercynides : a synopsis. The paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of west Africa. A paraître.

READING M.G. et WALKER R.G. 1966 : Sedimentation of Eocambrian tillite and associated sediments In Finmark, Nerthern Norway. Pal., Pal., Pal. 2(3), pp. 177-212.

REINECK H.E et SINGH I.B. (1972) : Genesis of laminated sand and graded rythmits sand in storm-sand layers of sheld mud. Sedimentology, 18, pp. 123-128.

ROBARDET M., VEGAS R. et PARIS F. (1980) : El techo del ordovicio en el centro de la Peninsula iberica. Studia, Geologica, Salmanticensia, XVI, 103-121.

SALMON E., MONTIGNY R., EDEL J.B., PIQUE A. ET WESTPHAL M. (1987) : A 140 Ma/Ar for the Msissi norite (Morocco), new geochemical and paleomagnetic date. Earth Planet. Sci. Lett., 81, pp. 265-272.

SCHENK P.E. (1972) : Possible late Ordovician glaciation of Nova Scotia. Can. J. Earth Sci., 9, pp. 95-107.

SCOTESE C., BAMBACH R.K., BATOW C., VANDER VOO R. & ZIEGLER A.M. (1979) : Paleozoic base map. J. Geol., 87, pp. 217-277.

SKEVINGTON D. (1973) : Ordovician graptolites. In : "Atlas of Palaeobiogeography", A. Hallam (Ed.), Elsevier, Amsterdam, pp. 27-36.

SMITH A.G. (1981) : Phanerozoic equal-area map. Geol. Rundschau, 70, pp. 91-127.

SOUGY J. & LECORCHE J.P. (1963 a) : Sur la nature glaciaire de la base de la série de Garat et Hamoueid (Zemmour, Mauritanie septentrionale). C.R. Acad. Sci., Paris, 256, pp. 4471-4474.

SOUGY J. & LECORCHE J.P. (1963 b) : Etude de la base de la série de Garat et Hamoueid et démonstration de son origine glaciaire (Ordovicien supérieur de Mauritanie septentrionale) Rapp. Lab. géol. Univ. Dakar, 2, p. 27.

SPEJELDNAES N. (1961) Ordovician climatic zone. Norsk. géol. Tids., 41, p. 45-77.

THONON P. et ROLET J. (1982) : Magmatisme et tectonique en domaine centre-armoricain occidental (Finistère). L'expression des magmatismes synorogénique, tardi-orogénique et postorogénique calédonovariques. C.R. 107è Congrès nat. Soc. sav., Brest, 1982, Sci. à paraître.

VAN DER VOO R. (1979) : Paleozoic assembly of Pangea : a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and hercynian orogenies. E.O.S. Trans. Am. geophys. Union, 60, 241 p.

VAN DER VOO R., PEINADO J. et SCOTESE C.R. (1984) : A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. AGU Geodynamic Series, 12, pp. 11-26.

VAN HOUTEN F.B. (1985) : Oolitic ironstones and contrasting ordovician and jurassic paleogeography. *Geology*, 13, pp. 722-724.

VAN HOUTEN F.B. et BHATTACHARYYA D.P. (1982) : Phanerozoic oolitic ironstones. Geologic record and facies model. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, pp. 441-457.

VAN HOUTEN F.B. et PURUCKER M.E. (1984) : Glauconitic peloids and chamositic ooids. Favorable factors, constraints and problems. *Earth Sci. Review*, 20, pp. 211-243.

WEYANT M., DORE F., LE CALL F., LE GALL J. & POCET J. (1977) : Un épisode calcaire ashgillien dans l'est du massif armoricain. Incidence sur l'âge des dépôts galcio-marins fini-ordoviciens. C.R. Acad Sci., Paris, (D), 284- pp. 1147-1149.

WHITTINGTON F.R.S. & HUGUES G.P. (1972) : Ordovician geography and faynal provinces deducted from trilobites distribution. *Phil. Trans. R. Soc.*, 263, pp. 235-278.

WILLIAMS A. (1979) : Distribution of brachiopodes assemblages in relation to ordovician palaeogeography. In : "Organisms and continents through time", *Palaeont. Assoc. London, Spec. Pap. on Palaeontology*, 12, pp. 241-269.

YOUNG G.M. (1981) : The early proterozoic Gowganda formation, Ontario, Canada. In : "Earth's Pre-Pleistocene glacial record", M.J., Hambrey et W.B. Harland (Eds), Cambridge Univ. Press, pp. 807-812.

**LES OUTILS DE RECONNAISSANCE EN MER :**  
**APPLICATIONS A L'ETUDE DE QUELQUES EXEMPLES**  
**DE FACIES ET DE SEQUENCES SEDIMENTAIRES**  
**QUATERNAIRES**  
*(EMBARQUEMENT SUR LE NAVIRE OCEANOGRAPHIQUE THALIA).*

*BERNE Serge*  
*et*  
*LERICOLAIS Gilles*

Laboratoire "Environnements sédimentaires"  
Département Géosciences Marines  
IFREMER  
BP 70, 29280 PLOUZANE  
FRANCE



# LES OUTILS DE RECONNAISSANCE EN MER : APPLICATIONS A L'ETUDE DE QUELQUES EXEMPLES DE FACIES ET SEQUENCES SEDIMENTAIRES QUATERNAIRES

S. BERNÉ et G. LERICOLAIS

Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex

L'objectif de cette journée est de présenter, à l'occasion d'un embarquement sur un navire océanographique côtier de l'IFREMER, le fonctionnement de quelques outils modernes de reconnaissance et l'interprétation sommaire des données produites. Cette "excursion" se déroulera en rade de Brest à bord du navire océanographique "Thalia". Elle est destinée prioritairement aux personnes qui ne sont pas familiarisées avec les techniques de l'océanographie, mais qui sont intéressées par les problèmes de comparaison entre les environnements sédimentaires récents et fossiles.

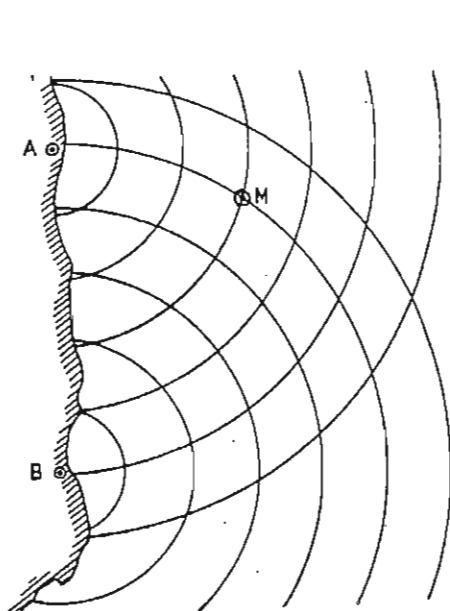
En fonction des conditions météorologiques et des autorisations de travail dans la rade, nous verrons des exemples de faciès de houle et de marée (mégarides d'oscillation, dunes et bancs tidaux) et des séquences de remplissage fluviales et marines (paléo-vallées de l'Aulne ou de l'Elorn).

Ce document a pour but de fournir une introduction sur les techniques qui seront mises en oeuvre durant l'excursion. Un dossier complémentaire sur les zones étudiées et les faciès rencontrés sera distribué avant l'embarquement.

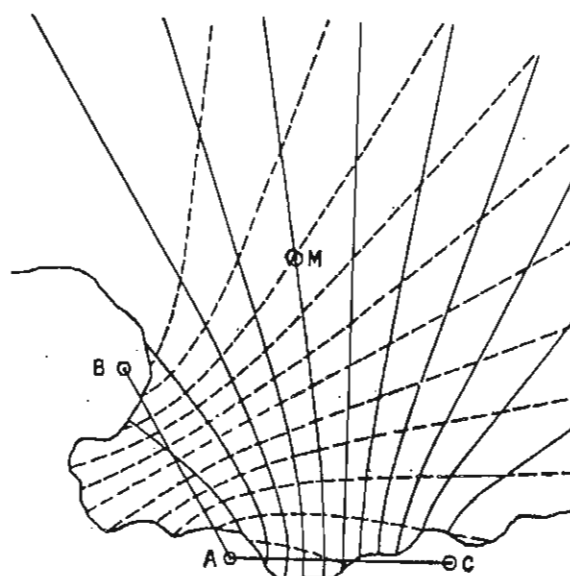
## 1- LE POSITIONNEMENT

Pour les travaux scientifiques, on utilise aujourd'hui deux types principaux d'outils de positionnement. Les systèmes par satellite et les systèmes radio-électriques. Les seconds ont une portée limitée, mais une meilleure précision, ce sont ceux que l'on utilise le plus pour les travaux en zone côtière. Dans cette catégorie, il existe des systèmes à impulsion où l'on mesure une différence de temps et des systèmes à ondes entretenues où l'on compare des phases. Ces mesures sont faites entre des balises installées à terre (dispositions géographiques connues) et une balise mobile installée sur le bateau. Dans le premier cas, on détermine des lieux circulaires, dans le second cas, des lieux hyperboliques (**fig. 1**). Durant nos essais, nous utiliserons le système "SYLEDIS" fabriqué par la société SERCEL. Nous travaillerons dans un champ de balise installé par la Marine Nationale, qui couvre la rade de Brest et la Mer d'Iroise au large (portée de l'ordre de 100 km). En rade, la précision de ce système est de l'ordre du mètre. Le SYLEDIS permet un certain nombre de traitements en temps réel : conversion des mesures de phase en distance, calcul du point dans différents systèmes géographiques. Il procure également une aide à la navigation pour suivre des routes extrêmement précises, grâce à un moniteur TV, installé près de l'homme de barre, qui indique l'écart par rapport à la route théorique, la distance restant à parcourir, le cap à suivre pour rejoindre

un point, etc...Les coordonnées sont déterminées dans un ellipsoïde et un système de projection choisis par l'opérateur. Les valeurs de la position sont enregistrées toutes les dix secondes sur disquette par le système "ADOP" (voir plus loin) pour rejeu ultérieur.



**Fig. 1**  
Réseaux circulaires  
A et B : stations fixes  
M : station mobile



**Fig. 2**  
Réseaux hyperboliques  
A : station principale (fixe)  
B et C : stations asservies (fixes)  
M : station mobile

Fig. 1- Principe de localisation dans un réseau radio-électrique circulaire ou hyperbolique

## 2. LA BATHYMETRIE

Tout travail géologique débute par la réalisation d'une carte topographique. En mer, on parle de cartes bathymétriques, réalisées à partir de la mesure de la distance H entre le navire et le fond de l'eau. La détermination de la hauteur d'eau est basée sur la mesure du temps t nécessaire à une onde acoustique pour effectuer un trajet double navire-fond-navire :

$$H = Vt / 2$$

la vitesse V du son dans l'eau étant de l'ordre de :

$$1460 < V < 1560 \text{ m/s}$$

Les sources acoustiques employées sont des céramiques piézo-électriques (transducteurs) de fréquences comprise entre 12 et 200 kHz (la précision augmente avec la fréquence, mais la portée dans l'eau diminue). Pour des levés précis, on choisira des émetteurs ayant une forte directivité (lobe d'émission étroit).

La distance ainsi mesurée doit être corrigée d'un certain nombre d'erreurs avant de pouvoir établir une carte bathymétrique :

- **correction de marée.** La hauteur mesurée doit être rapportée à un niveau de référence (0 des cartes marines ou des cartes IGN). Cela nécessite la mesure de la marée avec un marégraphe situé dans la zone cartographiée,

- **corrections de vitesse du son dans l'eau,** celle-ci n'étant pas constante mais obéissant à la loi :

$$V_{m/s} = 1410 + 4,21T - 0,037T^2 + 1,1055 + 0,018 H$$

avec T = température en °C

s = salinité en ppm

H = profondeur en m

Quand on ne connaît pas s et T, on procède à un étalonnage du sondeur .

- **corrections d'"offset"**. La base du sondeur est fixée sur la coque du navire. Le décalage avec l'antenne du système de positionnement doit être mesuré pour connaître la position exacte des sondes mesurées.

- **corrections de roulis et tangage.** La sonde mesurée doit être corrigée des mouvements du bateau, soit par une mesure de ces mouvements, soit par filtrage ultérieur des enregistrements.

Durant nos essais, nous utiliserons un sondeur FURUNO, dont la fréquence d'émission est de 200 kHz et le lobe d'émission de 5°. Une valeur de sonde (en décimètres) sera mesurée et enregistrée chaque seconde.

Il existe également des sondeurs multi-faisceaux, qui émettent simultanément plusieurs faisceaux acoustiques. Il est possible ainsi de couvrir en un seul passage une bande de terrain dont la largeur pourra représenter de 3 à 10 fois la profondeur d'eau. L'Ifremer dispose de deux systèmes de ce type, installés sur l'"Atalante" pour la reconnaissance des grands fonds et sur le "Suroît" pour les profondeurs comprises entre 10 et 800m.

### 3- LE SONAR LATERAL

Le principe de cet équipement réside dans l'utilisation de deux transducteurs, montés sur un poisson remorqué, émettant un signal de très courte durée d'impulsion, dont le lobe d'émission est très étroit dans un plan horizontal (gisement) et très large dans un plan vertical (site). Ce signal, rétrodiffusé par le fond de la mer avec plus ou moins d'intensité selon sa nature et l'angle d'incidence, est capté par les mêmes transducteurs et visualisé sous forme de lignes successives suivant l'avance du navire, produisant une image du fond de la mer (fig.2). Sur les enregistrements graphiques ainsi produits,

les zones rétrodiffusant le plus d'énergie apparaissent plus sombres que celles qui rétrodiffusent moins. L'imagerie acoustique des sonars est riche d'informations puisqu'elle renseigne à la fois sur le relief et la nature des fonds. Cette dualité du message transmis peut être source d'incertitude : par exemple, une zone

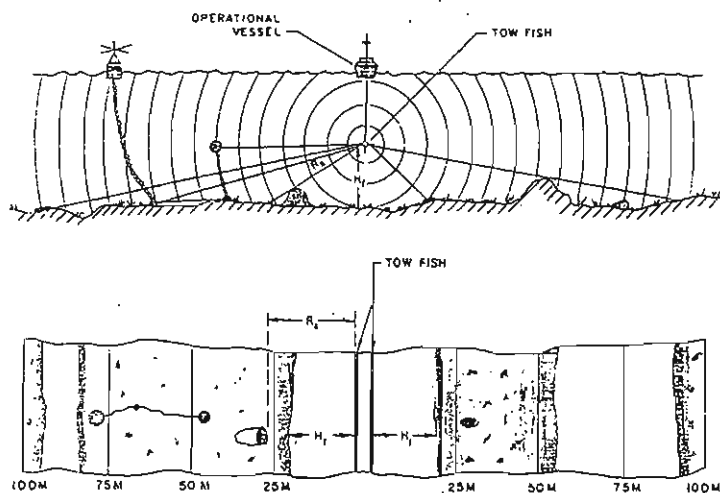


Figure 2 : Schéma de principe du sonar latéral classique (sans correction d'anamorphose). A : propagation des ondes acoustiques dans un plan vertical), B : représentation du fond ( $H_f$  : altitude du poisson,  $R_S$  distance oblique). Document EGG.

sombre (très rétrodiffusante) peut correspondre à un faciès sédimentaire grossier ou au contraire à une zone pentée où les ondes acoustiques éclairent à incidence normale. L'existence de telles ambiguïtés est une des difficultés de l'interprétation de l'imagerie sonar, que seule peut lever la pratique de la "vérité-terrain".

Jusqu'à ces dernières années, l'utilisation des données analogiques conduisait à deux types de déformations géométriques sur les sonogrammes :

- Pour une émission perpendiculaire à la route suivie, le signal rétrodiffusé transversalement à l'antenne et représenté par une ligne de l'enregistrement graphique correspondait à des trajets obliques, et donc à une déformation des distances vraies sur le fond dépendant de l'altitude du poisson. Autrement dit, une même distance de terrain paraissait sur l'enregistrement graphique d'autant plus grande qu'elle était éloignée de la verticale du poisson.

- Dans le sens de progression du poisson, l'image du fond de la mer subissait une compression ou une dilatation, la vitesse de défilement des enregistreurs graphiques n'étant pas asservie à la vitesse du navire.

Ces déformations rendaient l'interprétation délicate et parfois imprécise, ce qui a longtemps freiné la généralisation de l'utilisation des sonars dans la communauté scientifique, en particulier en France. Pour pallier à ces inconvénients et obtenir une représentation planimétrique du fond de la mer, des méthodes optiques ou graphiques ont été proposées. Plus récemment, de nombreuses équipes ont développé des méthodes de corrections géométriques numériques, après digitalisation des limites des faciès interprétés sur les sonogrammes.

Une nouvelle génération de sonars, basée sur l'utilisation des microprocesseurs, a fait son apparition dans les années 1980, permettant de s'affranchir de ces méthodes fastidieuses et d'améliorer la qualité des images. Ces équipements permettent la numérisation du signal sonar, son traitement en

temps réel et l'archivage des données pour traitements ultérieurs. C'est le cas du système développé en 1980 par la firme américaine EGG, que nous allons employer durant notre "excursion" en rade. L'équipement EGG SMS 960 que nous allons employer se compose d'un poisson remorqué, d'un câble électro-porteur, d'un enregistreur graphique et d'un enregistreur numérique.

Le "**poisson**" est équipé de deux antennes émettant latéralement des signaux de 105 kHz de fréquence, à courte durée d'impulsion (0.1ms) et à une cadence variable, déterminée par la portée sélectionnée par l'opérateur, telle que  $T = 0.0015 P$ ,

où T est la cadence d'émission exprimée en secondes et P la portée exprimée en mètres.

Le lobe d'émission est étroit dans le plan horizontal ( $1,2^\circ$ ) et large de  $20$  ou  $50^\circ$  dans le plan vertical. En fait, l'existence de lobes secondaires élimine presque complètement la zone aveugle à la verticale du poisson, mais la résolution transversale y est bien moindre.

Bien que le fabricant annonce des portées atteignant 500m (pour chaque voie), plusieurs années de pratique dans des conditions très variables indiquent qu'elles ne dépassent pas 300 à 400m dans les meilleurs cas (altitude du poisson de l'ordre de 50m, câble de longueur inférieure à 300m pour limiter l'atténuation du signal). Dans la pratique, on utilise surtout les portées 100 et 200m, mais par faible profondeur d'eau (moins de 10m) la portée efficace est inférieure à 50m.

Le poisson est relié à l'enregistreur par un câble électro-porteur à 7 conducteurs, par l'intermédiaire d'un treuil à collecteur tournant permettant le pilotage du poisson. Compte-tenu de l'atténuation du signal, la longueur des câbles employés ne peut dépasser 600m, ce qui limite la profondeur des zones explorées à environ 200m.

**L'enregistreur SMS960** associe plusieurs fonctions :

- Les fonctions électroniques classiques (amplification, gain à temps variable,...) et la numérisation du signal.

- La détection du fond à partir du signal numérisé (**fig.3**). Cette opération permet de calculer l'altitude du poisson au dessus du fond, de supprimer sur l'enregistrement en temps réel l'image correspondant au trajet des ondes acoustiques dans l'eau, et de réaliser en temps réel la correction d'anamorphose (voir plus loin).

- L'asservissement du défilement de l'enregistreur graphique à la vitesse du navire (correction de compression).

- La visualisation des données corrigées géométriquement sur une imprimante à 16 niveaux de gris et 2048 pixels par ligne.

- L'entrée d'informations telles que date, heure, vitesse, cap, numéro de profil, de façon manuelle ou par l'intermédiaire d'une interface RS232.

**L'enregistreur numérique** est un dérouleur de bandes Kennedy 9000 de densité 1600 bpi. Il reçoit les données brutes (après traitement par le gain à temps variable automatique, mais sans correction géométrique). Ces données sont préalablement formatées, ce qui accroît la capacité de

stockage (42 minutes d'autonomie d'enregistrement dans le cas d'une portée de 100m) et permet la relecture par un ordinateur.

Afin de mieux percevoir les possibilités du système et les règles à respecter durant l'acquisition, ainsi que pour comprendre les traitements réalisés en temps réel ou au rejeu, il est intéressant d'analyser les caractéristiques des données fournies par l'équipement. La résolution, en particulier, est à la fois conditionnée par les caractéristiques physiques du matériel, les paramètres de la numérisation et les conditions opératoires.

### 3.1- Résolution transversale

La résolution  $D$ , ou pouvoir séparateur, du sonar est limitée transversalement par la durée d'impulsion  $\tau$  du signal. Par analogie avec les radars, on peut admettre que si les échos sont séparés dans le temps par moins de  $\tau / 2$ , ils seront indiscernables. Dans le cas étudié, nous aurons ainsi pour une portée de 100m et une altitude de 10m :

$$D = (C \tau \cos \rho) / 2$$

En limite de portée, à 100m, l'angle de rasance  $\rho$  sera de  $5,7^\circ$  et  $D = 0,07$ m. Une approche plus réaliste de la résolution consiste à prendre en compte la résolution déterminée par le pas d'échantillonnage du système. Si l'on considère les fronts d'onde émis par les transducteurs (fig. 4), le pas d'échantillonnage  $\Delta t$  correspondra sur le fond à des échantillons de longueur variable ( $x_i - x_{i-1}$ ). La correction d'obliquité ou d'anamorphose consiste à replacer le point d'ordre  $i$  de l'échantillonnage à l'abscisse  $x_i$ . Cette abscisse peut être déterminée à partir des relations suivantes :

$$R_i = R_{i-1} + C \Delta t$$

$$R_i = H + i C \Delta t$$

$$R_i^2 = H^2 + x_i^2$$

d'où il vient :

$$x_i = i C \Delta t (1 + 2H / i C \Delta t)^{1/2}$$

ou encore :

$$x_i = 1,25 \cdot 10^{-3} i P (1 + 2H / 1,25 \cdot 10^{-3} i P)^{1/2} \quad (2A-1)$$

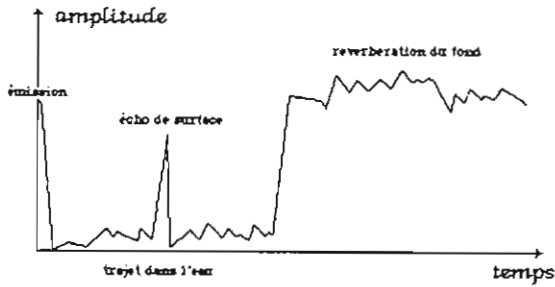


Figure 3 : Exemple d'enregistrement d'un tir sur une des voies du sonar, en amplitude en fonction du temps. On distingue de gauche à droite le signal correspondant au tir (temps 0), le bruit de fond dans l'eau, la réflexion de l'émission du lobe arrière sur la surface, les arrivées du fond, dont la première qui correspond, dans le cas d'un fond plat, à la verticale du poisson. Dans le cas où le poisson est plus près de la surface que du fond de l'eau, la détection automatique du fond, nécessaire au calcul de l'amplitude et à la correction d'anamorphose, nécessite le choix d'un seuil supérieur à l'écho de surface et inférieur à la première arrivée du fond.

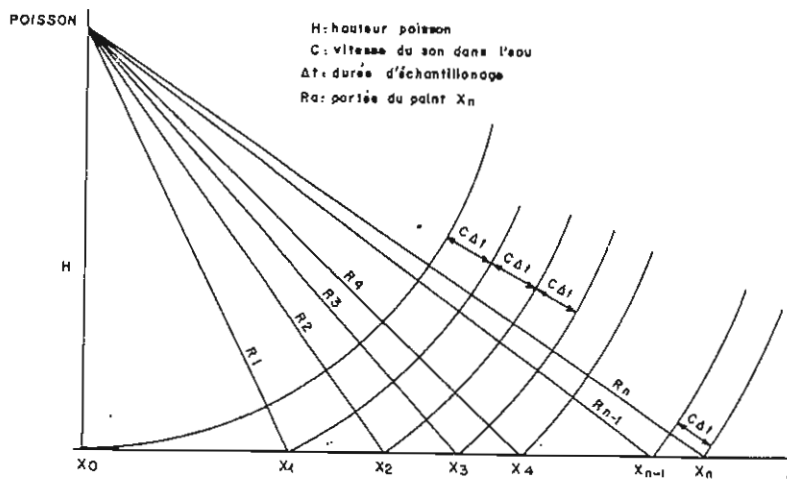


Figure 4 : Echantillonnage transversalement à la progression du poisson. C : vitesse apparente (correspondant au trajet aller et retour) du son dans l'eau =  $750\text{ms}^{-1}$  ; P : portée (déterminée par le constructeur, elle peut être choisie entre 100 et 500m, avec un pas de 100m);  $\Delta t$  : pas d'échantillonnage, il dépend de la portée, et est donné pour chaque voie par  $\Delta t = P / 600\,000$  (exprimé en secondes); on a donc  $c\Delta t = 1,25 \cdot 10^{-3} P$  ; H : altitude du poisson ;  $x_i$  : abscisse du ième point échantillonné.

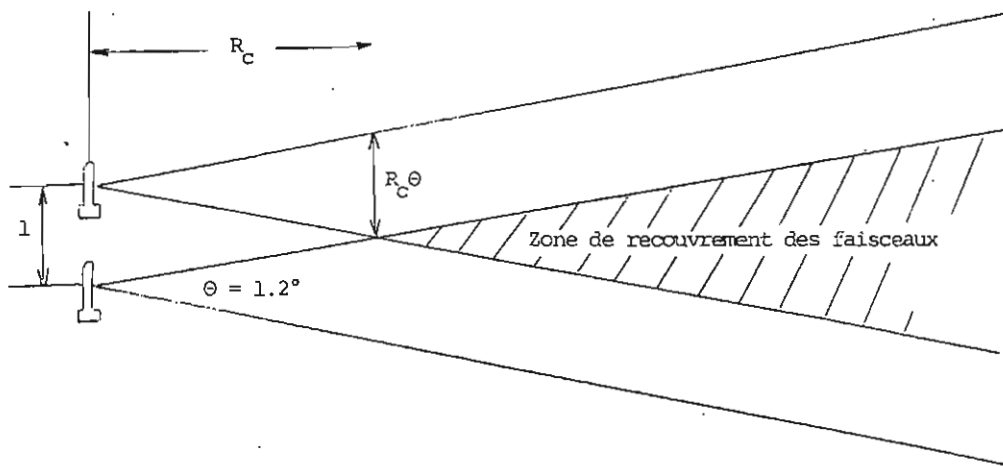


Figure 5 : Echantillonnage dans le sens de progression du poisson. l : distance parcourue dans l'intervalle de temps entre 2 émissions.  $R_c$  : distance oblique minimum pour avoir recouvrement entre 2 émissions.

La taille d'un échantillon de rang i sera donc  $L_i$  :

$$L_i = x_i - x_{i-1} = ic\Delta t (1 + 2H/ic\Delta t)^{1/2} - (i-1) c\Delta t (1 + 2H/(i-1)c\Delta t)^{1/2}$$

$$L_i = 1,25 \cdot 10^{-3} P [ i (1 + 2H/ 1,25 \cdot 10^{-3} iP)^{1/2} - (i-1) (1 + 2H/ 1,25 \cdot 10^{-3} (i-1) P)^{1/2} ]$$

Quelles que soient l'altitude et la distance oblique, la longueur des pixels est donc toujours supérieure à 0,128m en portée 100m (ou 0,375m en portée 300m), soit nettement plus que la résolution théorique du système. De plus, la résolution diminuera très fortement au centre de l'image, pour dépasser plusieurs mètres au niveau du premier pixel (**Tableau 1**).

i \ Li (cm)	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	1.59	2.24	2.74	2.76	4.76	6.14
2	0.664	0.933	1.140	1.180	1.99	2.56
3	0.514	0.719	0.877	0.930	1.54	1.97
4	0.437	0.609	0.742	0.804	1.31	1.67
5	0.389	0.539	0.656	0.725	1.17	1.48
6	0.355	0.489	0.594	0.671	1.06	1.35
7	0.329	0.452	0.548	0.631	0.987	1.25
8	0.309	0.423	0.512	0.600	0.926	1.18
9	0.292	0.399	0.482	0.575	0.877	1.10
10	0.279	0.379	0.457	0.555	0.837	1.05
20	0.210	0.276	0.329	0.459	0.631	0.767
30	0.183	0.233	0.275	0.426	0.549	0.653
40	0.168	0.209	0.244	0.410	0.505	0.589
50	0.159	0.194	0.224	0.400	0.477	0.548
100	0.140	0.159	0.177	0.384	0.419	0.457
200	0.130	0.140	0.149	0.378	0.391	0.409
300	0.128	0.133	0.140	0.376	0.384	0.394
400	0.127	0.130	0.135	0.376	0.380	0.387
500	0.126	0.129	0.132	0.375	0.379	0.384
600	0.126	0.128		0.375	0.378	0.387
700	0.126			0.375	0.377	
800						
i max1						
804	→ 0.126					→ 0.377
724		→ 0.127				
644			→ 0.130			
857				→ 0.375		
751						→ 0.379
i max2						
724	→ 0.126					→ 0.377
655		→ 0.127				
595			→ 0.131			
774				→ 0.375		
678						→ 0.380

Tableau 1 : Longueur  $L_i$  échantillonnée sur le fond, perpendiculairement à la progression du poisson, pour un pixel de rang i, en fonction de H et P.



L'équation 2A-1 permet d'autre part de préciser les conditions optimales d'utilisation de l'équipement. Pour ceci, calculons le rang du dernier pixel enregistré sur la bande :

884 pixels sont enregistrés sur chaque voie, mais une partie de ces points correspond au trajet dans l'eau ; le rang  $i_{\max 1}$  du dernier pixel enregistré sera donc :

$$i_{\max 1} = 884 - 800H/P$$

Sur l'enregistreur graphique du SMS960, la visualisation s'arrête effectivement à la portée choisie : le dernier pixel visualisé aura une abscisse  $x_{i_{\max 2}}$  égale à la portée :

$$x_{i_{\max 2}} = P$$

d'où il vient :

$$P = 1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P)^{1/2}$$

d'où l'on tire :

$$i_{\max 2} = 800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P$$

Pour disposer d'une portée de P, il faudra que  $i_{\max 2} \leq i_{\max 1}$  ou encore :

$$800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P \leq 884 - 800H/P$$

d'où il vient :

$$H \leq 0,47P \quad (2A-2)$$

Cette relation est importante d'un point de vue pratique puisqu'elle donne l'altitude du poisson à ne pas dépasser en fonction de la portée choisie. Par exemple, pour une portée de 100m, l'altitude devra être maintenue inférieure à 47m. Dans les conditions réelles d'utilisation, on se trouve souvent dans le cas inverse où  $i_{\max 2}$  est supérieur à  $i_{\max 1}$ , et un certain nombre de points, bien qu'échantillonnés, ne seront pas visualisés en temps réel. Il sera par contre possible de les restituer au rejeu, en augmentant ainsi la portée effective. Par exemple, pour H=10m et P= 100m, 80 pixels, représentant une distance de 11m sur le fond, peuvent ainsi être "récupérés" au rejeu, soit un gain de 11% de la couverture.

### 3.2- Résolution longitudinale

La largeur  $l_i$  d'un échantillon, mesurée parallèlement à la route du poisson, est :

$$l_i = R_i \theta$$

avec  $\theta = 0,021$  rd (largeur du lobe d'émission dans un plan horizontal)

ou encore :

$$l_i = \theta (H^2 + X_i^2)^{1/2}$$

$$l_i = 0,021 (H^2 + 1,56 \cdot 10^{-6} i^2 P^2 + 2,50 \cdot 10^{-3} iHP)^{1/2}$$

Le **tableau 2** présente les valeurs de  $l_j$  en fonction de H et P ; On constate, comme pour la résolution transversale, une grande variabilité de la résolution longitudinale, avec des valeurs comprises entre 0,21 et 6,96 mètres.

Compte-tenu de la vitesse du poisson et de la cadence d'émission, un même point pourra être éclairé plusieurs fois ou au contraire "oublié" (**fig.5**).

i	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	0.21	0.42	0.63	0.22	0.64	1.06
2	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
3	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
4	0.22	0.43	0.64	0.24	0.66	1.08
5	0.22	0.43	0.64	0.25	0.67	1.09
10	0.24	0.45	0.66	0.29	0.71	1.13
20	0.26	0.47	0.68	0.37	0.79	1.21
30	0.29	0.50	0.71	0.45	0.87	1.29
40	0.32	0.53	0.74	0.53	0.95	1.37
50	0.34	0.55	0.76	0.60	1.02	1.44
100	0.47	0.68	0.89	1.00	1.42	1.84
200	0.73	0.95	1.16	1.79	2.21	2.63
300	1.00	1.21	1.42	2.57	2.99	3.41
400	1.26	1.47	1.68	3.36	3.78	4.20
500	1.52	1.73	1.94	4.15	4.57	4.99
600	1.79	2.00	2.21	4.94	5.36	5.77
700	2.05	2.26		5.72	6.14	6.56
800	2.31			6.51	6.93	
i max 1						
804	→ 2.32				→ 6.96	
724		→ 2.32				
644			→ 2.32			
857				→ 6.96		
751						→ 6.96
i max 2						
724	→ 2.11				→ 6.33	
655		→ 2.14				
595			→ 2.19			
774				→ 6.31		
678						→ 6.39

**Tableau 2** : Largeur  $l_j$  échantillonnée sur le fond dans le sens de progression du poisson, en fonction de H et P.

La **correction géométrique de la vitesse** (correction de compression) consiste en fait à attribuer à chaque échantillon la même valeur  $l$  pour  $l_i$  :

$$l = VT$$

où  $V$  est la vitesse du poisson en  $\text{ms}^{-1}$ ,  $T$  la cadence d'émission en secondes ( $T = 0,0015P$ ).

Pour ne pas avoir de "trou" dans l'échantillonnage, il faudra que :

$$H\theta \geq 0,0714 VP \quad (2A-3)$$

Autrement dit, plus la vitesse augmentera et plus il faudra remonter le poisson loin du fond. Par exemple, pour  $V = 6$  noeuds ( $3,09\text{ms}^{-1}$ ),  $H \geq 22\text{m}$  en portée 100m.

Si l'on se place à la portée maximum  $P_M$ , le nombre de fois où une cible ponctuelle sera vue est :

$$N = (P_M \theta C) / (2VP_M) = \theta C / 2V \text{ soit environ } 6 \text{ pour une vitesse de } 6 \text{ noeuds.}$$

La correction de compression, en dupliquant les lignes, aura tendance à accentuer ce phénomène de lignage, visible dans la partie la plus marginale des sonogrammes.

En définitive, si l'on rapproche cette relation des conditions exprimées par la formule 2A-2, de bonnes conditions d'utilisation du sonar EGG SMS 960 requièrent que :

$$0,47P \geq H \geq 0,0714 VP$$

### **3.3 - Traitement des images sonar : le logiciel "TRIAS"**

Pour des reconnaissances régionales, la qualité des données produites en temps réel, corrigées de l'obliquité et de la vitesse, est généralement suffisante pour permettre la cartographie et l'interprétation géologiques. Le stockage des données brutes permet cependant, pour des études de détail, d'améliorer fortement la qualité des images et la précision du report cartographique. Un logiciel très complet a été développé par le Département Informatique de l'Ifremer (Augustin *et al.*, 1990), permettant le transcodage, le traitement et la visualisation de toutes données numériques de sonars, en particulier du sonar grand fond "SAR" et du sonar "petit fond" EGG. Implanté sur VAX 11/780, ce logiciel interactif, baptisé "TRIAS" permet de réaliser un certain nombre d'opérations, résumées dans le diagramme de la **figure 6** :

- Décodage et démultiplexage des bandes magnétiques.
- Transfert de la navigation du bateau.
- Transfert des données sonar.

Un certain nombre d'opérations sont effectuées simultanément au transfert, de façon automatique : détection de l'altitude du poisson, correction de l'obliquité, correction de vitesse, rehaussement de contraste, suppression du halo central, ré-équilibrage des deux voies, correction de l'atténuation et des lobes d'antennes.

- Report des images dans un repère cartographique. Cette opération consiste à affecter une position à chacun des pixels de l'image sonar, puis à assembler les profils entre eux afin de créer une mosaïque.

- Restitution sur enregistreur graphique SORO, VERSATEC ou DOWTY. Ce tracé peut

être effectué à une échelle choisie, la résolution étant simplement conditionnée par les conditions initiales d'acquisition. Dans la pratique, l'expérience prouve qu'en dehors de la représentation de zones d'intérêt particulier pouvant faire l'objet de "zooms" au 1/500 ou au 1/250, les échelles de restitutions les plus appropriées au sonar EGG sont comprises entre 1/1250 et 1/5000.

- Archivage sur disque optique. Cette dernière étape, la plus récente, permet de stocker sur un même support une campagne complète, avec la possibilité de jeux ultérieurs.

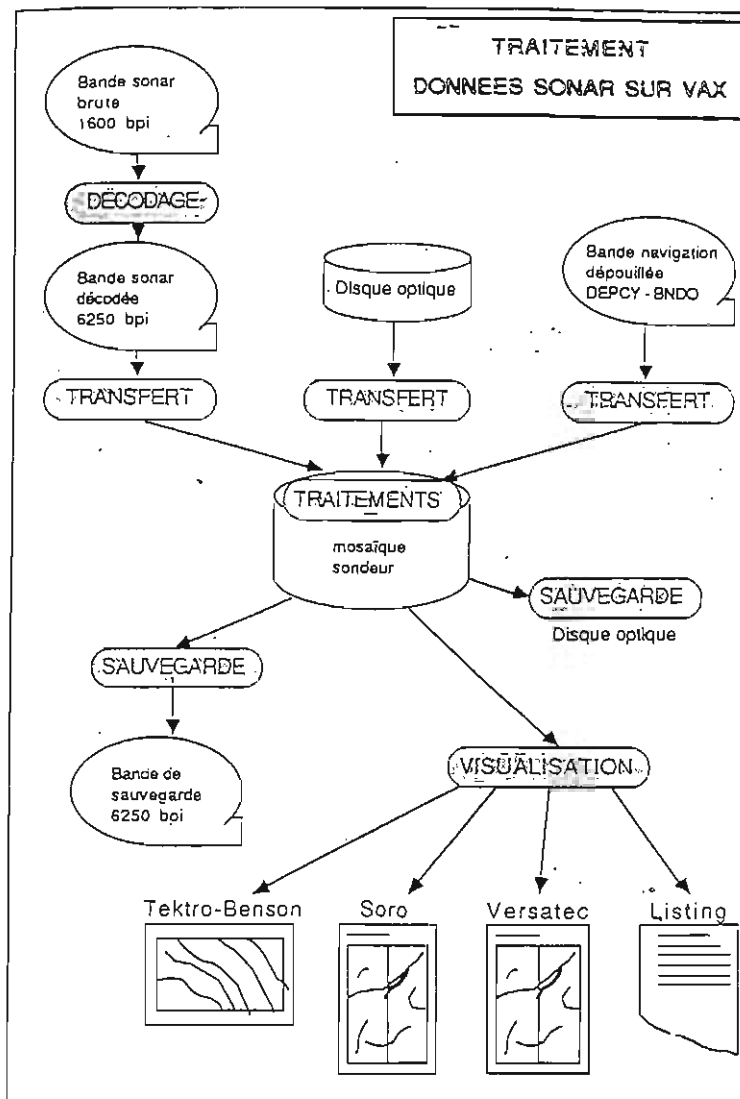


Figure 6 : Architecture du traitement des données sonar (Le Drezen, 1988).

#### 4- LA SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION

L'objectif de la sismique est de déterminer la géométrie des formations géologiques à partir de l'analyse des ondes émises par une **source** et enregistrées grâce à des récepteurs appelés **géophones** (à terre) ou **hydrophones** (en mer) (**Fig. 7**). La propagation des ondes sismiques dépend de l'**impédance acoustique Z** des couches traversées :

$$Z = V d$$

où V est la vitesse des ondes et d la densité des couches.

La vitesse des sédiments meubles est généralement comprise entre 1500 et 2000m/s (**Fig. 8**). Elle dépend essentiellement de la porosité, et donc entre autre de la compaction (**Fig.9**). La présence de gaz réduira grandement cette vitesse et augmentera l'atténuation.

Les ondes sismiques se propagent comme des ondes lumineuses (**Fig. 10**). On appelle front d'onde l'ensemble des points atteints par un ébranlement à un temps t, après l'instant d'émission t=0. Chaque point du front d'onde F1 peut être considéré comme la source d'une nouvelle onde sphérique; à l'instant t+Δt, l'enveloppe de ces nouvelles petites ondes va constituer le nouveau front d'onde F2. Si cette onde a un rayon très grand, on peut assimiler une partie du front d'onde à une onde plane. Lorsqu'elles arrivent sur des interfaces (limite eau-fond, limites de couches), ces ondes se comportent comme des ondes lumineuses, selon la loi de Descartes:

$$(\sin i_1) / V1 = (\sin i_2) / V2$$

Dans le cas d'un plan horizontal limitant deux couches (la première étant l'eau dans le cas de la sismique marine), on peut ainsi prévoir trois trajets correspondant aux ondes directe, réfléchie et réfractée, ces ondes arrivant respectivement aux temps T1, T2 et T3 :

$$T1 = x / V1$$

$$T2 = V1^{-1} \sqrt{(x^2 + 4h^2)}$$

$$T3 = x V2^{-1} + 2hV1^{-1} \cos i$$

En **sismique très haute résolution**, on travaille généralement à incidence sub-verticale ( $i \sim 0$ ) et les arrivées premières sont toujours des réflexions.

Dans le cas d'une onde incidente verticale, l'amplitude du signal réfléchi à l'interface entre deux milieux 1 et 2 est proportionnelle au coefficient de réflexion R

$$R = (V2d_2 - V1d_1) / (V2d_2 + V1d_1)$$

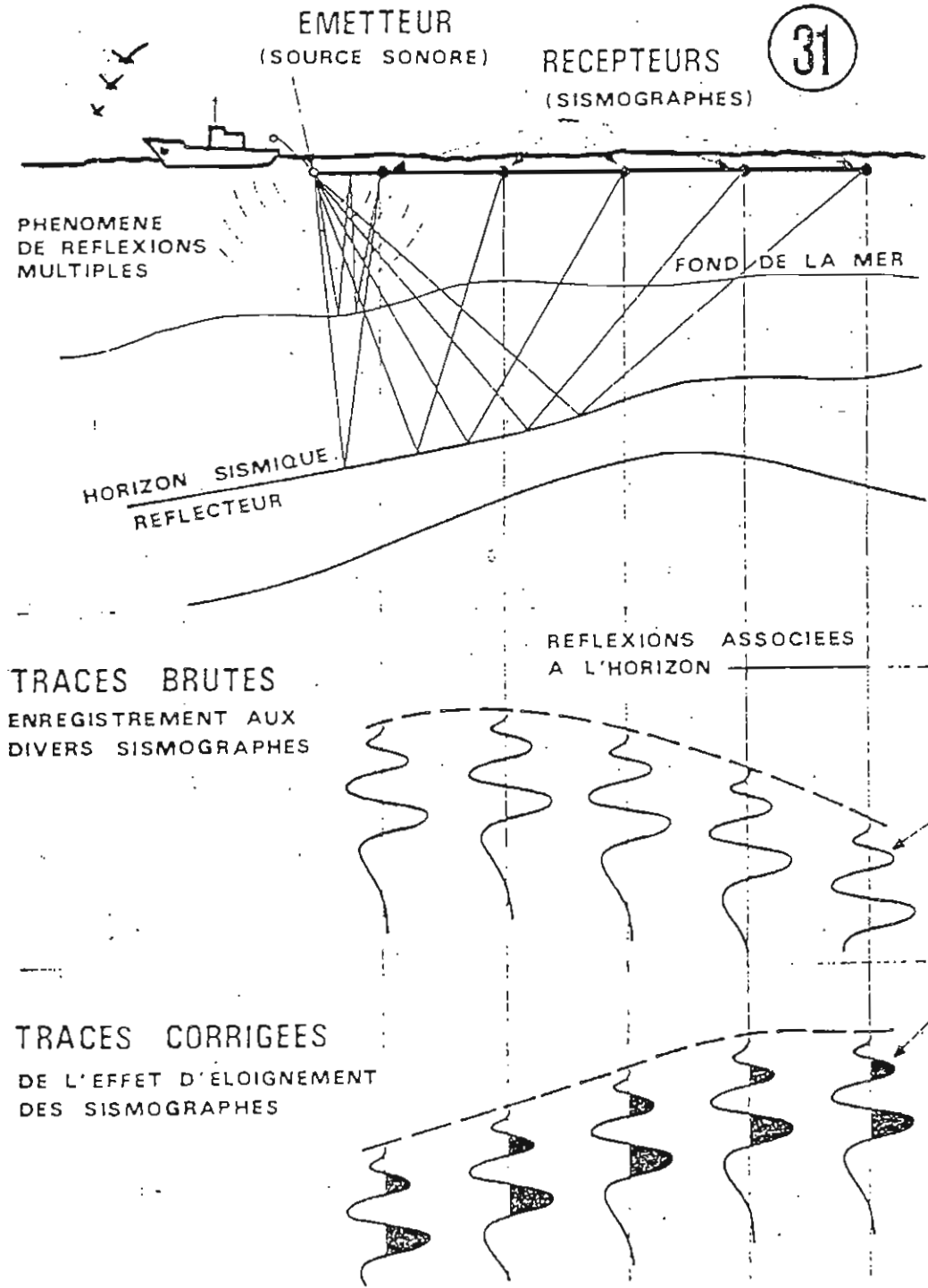
L'amplitude du signal transmis vers le bas est proportionnelle à un coefficient de transmission T:

$$T = 2V1d1 (V2d_2 + V1d_1)^{-1}$$

$$\text{avec } T + R = 1$$

Un autre problème spécifique aux environnements peu profonds est l'existence de phénomènes de réflexion entre le fond et la surface de l'eau. Ces échos, qui se superposent aux informations provenant des réflexions dans les couches sédimentaires, viennent compliquer l'interprétation des profils. Des exemples de trajets "parasites" sont présentés à la **figure 11**.

Figure 7 : Principe de la sismique reflexion marine (document formation Total)



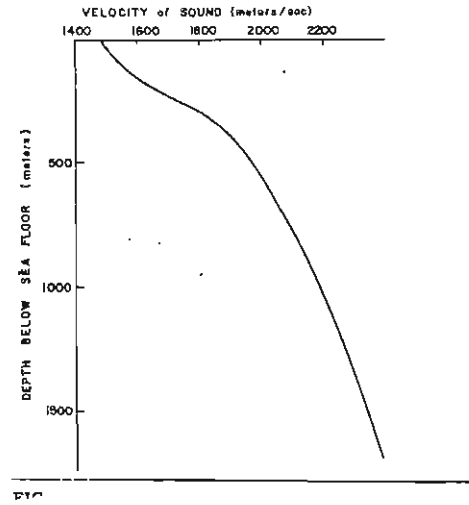
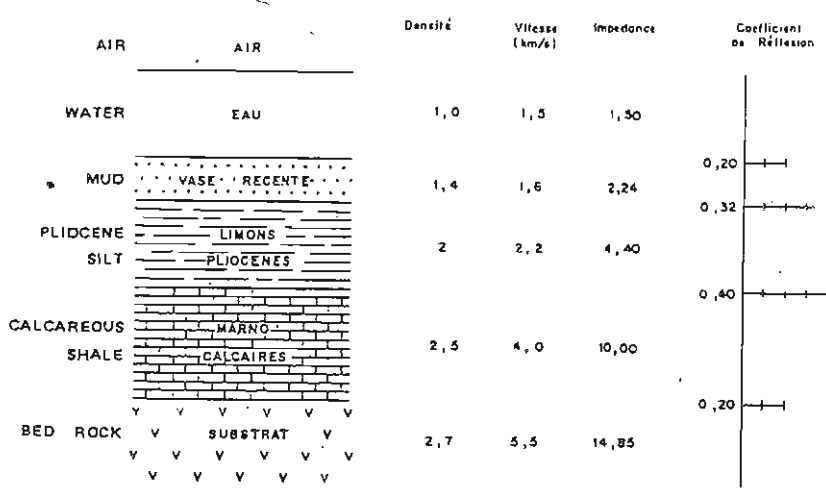


Figure 8 : Propriétés physiques de différents types de sédiments (Leenhardt, 1972)

Figure 9 : Variation de la vitesse en fonction de la compaction (Trabant, 1984)

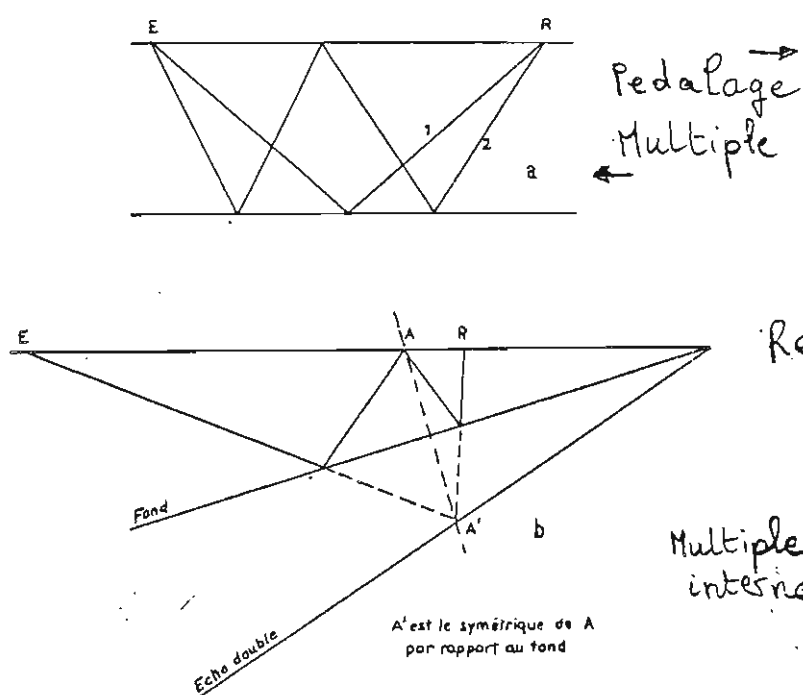


FIG. II.1.10. - Trajet des multiples (d'après O. Leenhardt)  
 a. Fond horizontal.  
 b. Fond incliné.

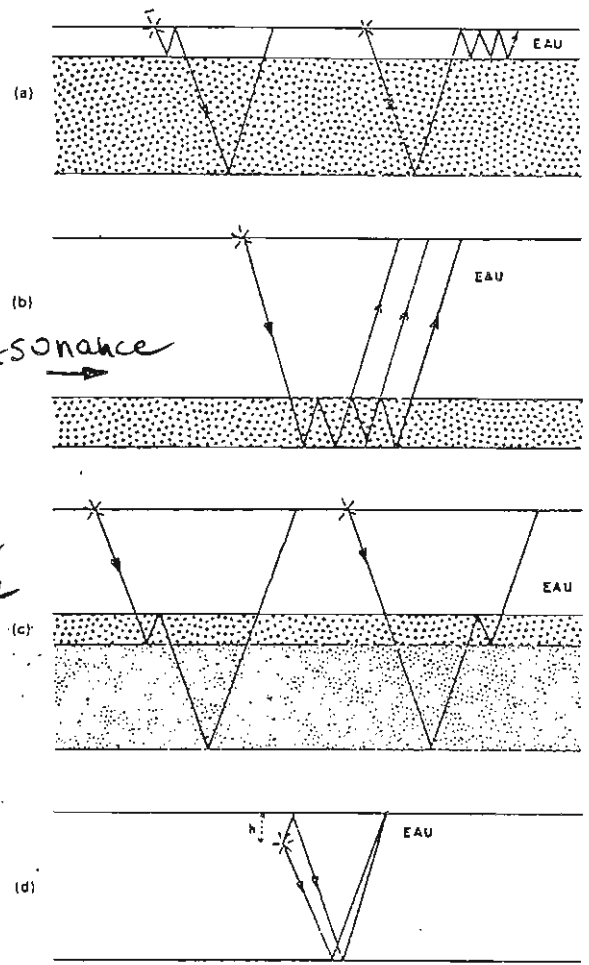
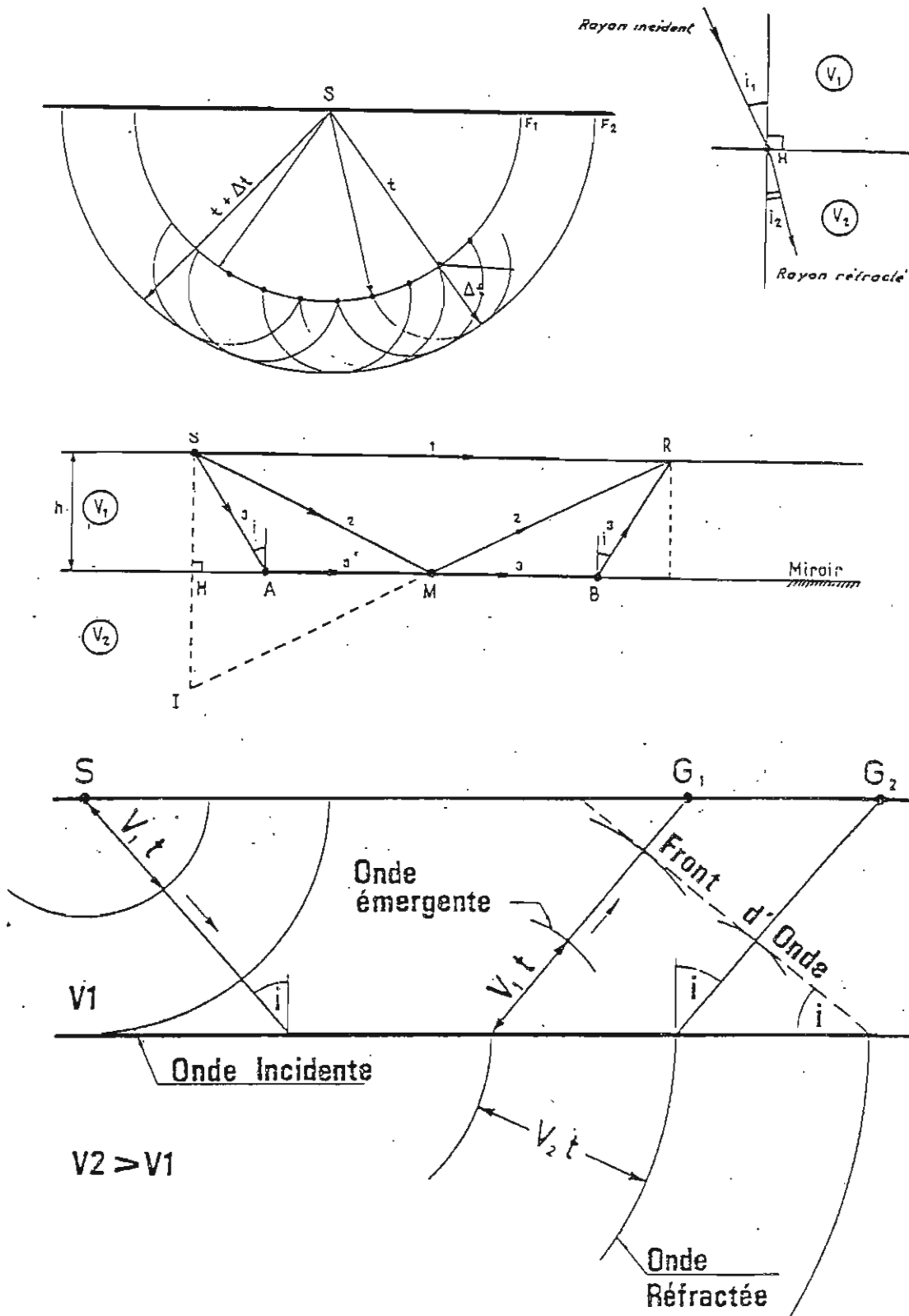


FIG. II.1.11. - Réflexions parasites.

Figure 11 : Exemples de trajets parasites en sismique réflexion (Le Tirant, 1976)

Figure 10 : Propagation des ondes sismiques





Alors que la sismique d'exploration pétrolière met en oeuvre des sources permettant des pénétrations de plusieurs secondes, mais avec des résolutions assez faibles, l'étude des séquences sédimentaires marines récentes requiert des sources à haute fréquence, dont la pénétration est donc beaucoup plus faible. La **figure 12** présente les caractéristiques (fréquence principale, pénétration approximative dans les sédiments) des principales sources actuellement employées. Durant nos essais en rade, nous utiliserons uniquement un sondeur de sédiment. Cet appareil est basé sur le même principe que les sondeurs bathymétriques : un transducteur assure l'émission et la réception du signal. La directivité est de l'ordre de 20 à 50° et le pouvoir de résolution de 30 cm à 1 m. En installant ce sondeur sur un poisson, on atténue les mouvements du navire et l'on peut jouer sur l'immersion pour améliorer le rendement. La fréquence de l'appareil employé est de 2.5 kHz. Un exemple de sismogramme et le lobe d'émission de la source que nous emploierons sont montrés aux figures 13 et 14.

Les données sismiques sont numérisées grâce au système "SINUP", qui permet des fréquences d'échantillonnage très élevées. Stockées sur bande magnétique, ces données seront ensuite traitées à l'aide d'un logiciel spécifique baptisé "SITHERE".

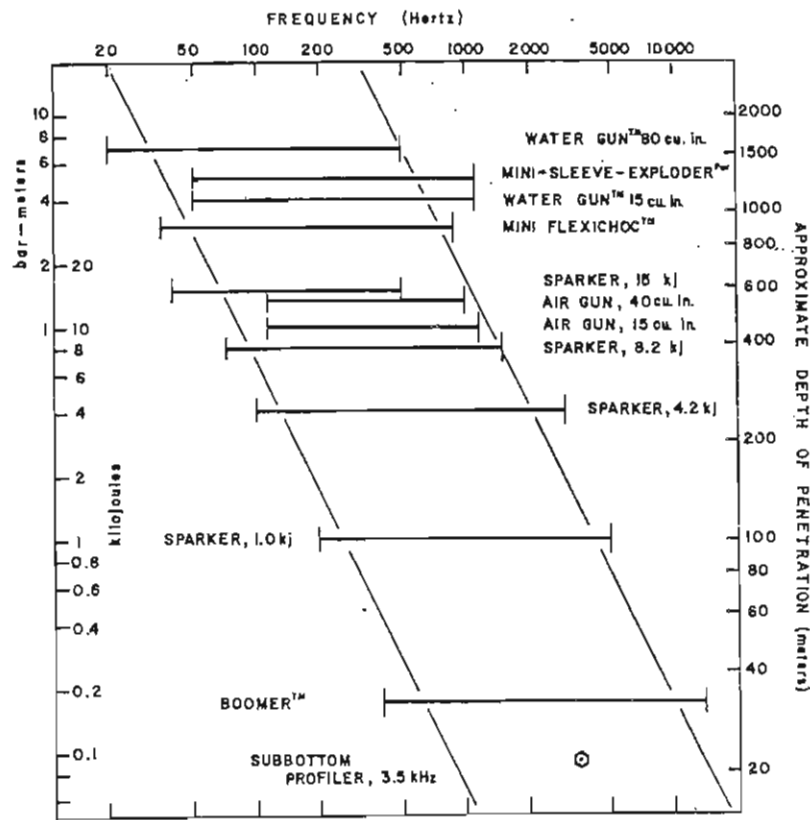


Figure 12 : Caractéristiques des principales sources sismiques haute résolution (Trabant, 1984)

un point, etc...Les coordonnées sont déterminées dans un ellipsoïde et un système de projection choisis par l'opérateur. Les valeurs de la position sont enregistrées toutes les dix secondes sur disquette par le système "ADOP" (voir plus loin) pour rejeu ultérieur.

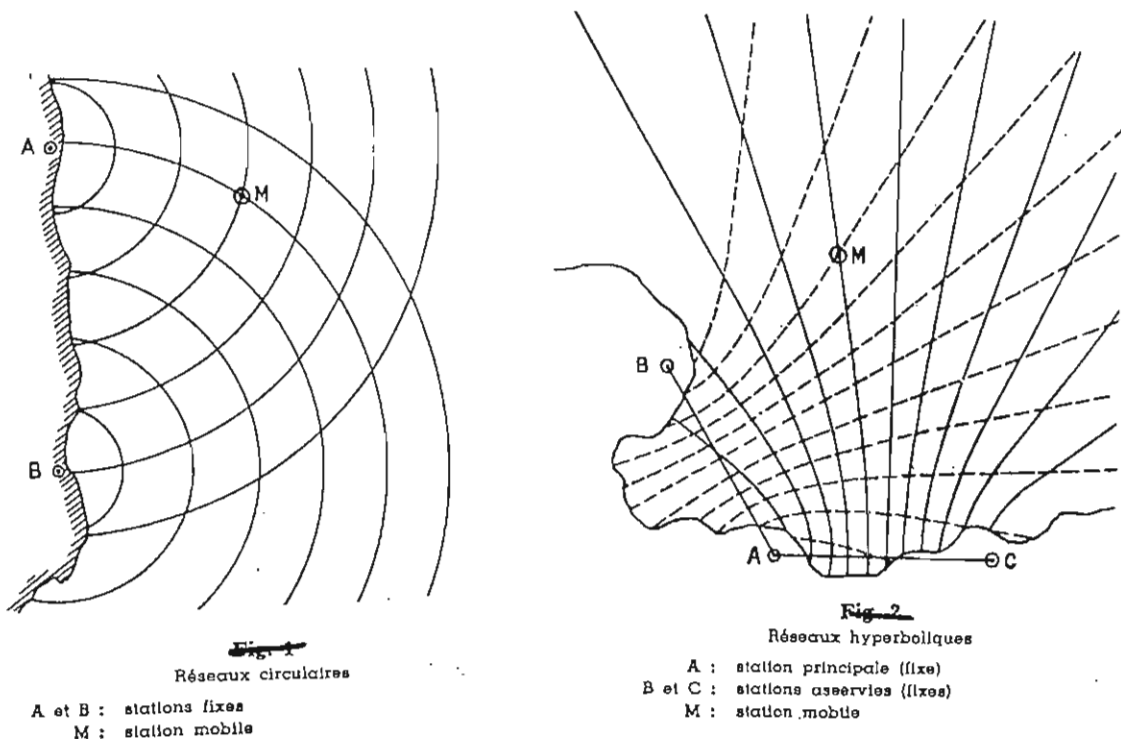


Fig. 1- Principe de localisation dans un réseau radio-électrique circulaire ou hyperbolique

## 2. LA BATHYMETRIE

Tout travail géologique débute par la réalisation d'une carte topographique. En mer, on parle de cartes bathymétriques, réalisées à partir de la mesure de la distance H entre le navire et le fond de l'eau. La détermination de la hauteur d'eau est basée sur la mesure du temps t nécessaire à une onde acoustique pour effectuer un trajet double navire-fond-navire :

$$H = Vt / 2$$

la vitesse V du son dans l'eau étant de l'ordre de :

$$1460 < V < 1560 \text{ m/s}$$

Les sources acoustiques employées sont des céramiques piézo-électriques (transducteurs) de fréquences comprise entre 12 et 200 kHz (la précision augmente avec la fréquence, mais la portée dans l'eau diminue). Pour des levés précis, on choisira des émetteurs ayant une forte directivité (lobe d'émission étroit).

La distance ainsi mesurée doit être corrigée d'un certain nombre d'erreurs avant de pouvoir établir une carte bathymétrique :

- **correction de marée.** La hauteur mesurée doit être rapportée à un niveau de référence (0 des cartes marines ou des cartes IGN). Cela nécessite la mesure de la marée avec un marégraphe situé dans la zone cartographiée,

- **corrections de vitesse du son dans l'eau,** celle-ci n'étant pas constante mais obéissant à la loi :

$$V_{m/s} = 1410 + 4,21T - 0,037T^2 + 1,1055 + 0,018 H$$

avec  $T$  = température en °C

$s$  = salinité en ppm

$H$  = profondeur en m

Quand on ne connaît pas  $s$  et  $T$ , on procède à un étalonnage du sondeur .

- **corrections d'"offset"**. La base du sondeur est fixée sur la coque du navire. Le décalage avec l'antenne du système de positionnement doit être mesuré pour connaître la position exacte des sondes mesurées.

- **corrections de roulis et tangage.** La sonde mesurée doit être corrigée des mouvements du bateau, soit par une mesure de ces mouvements, soit par filtrage ultérieur des enregistrements.

Durant nos essais, nous utiliserons un sondeur FURUNO, dont la fréquence d'émission est de 200 kHz et le lobe d'émission de 5°. Une valeur de sonde (en décimètres) sera mesurée et enregistrée chaque seconde.

Il existe également des sondeurs multi-faisceaux, qui émettent simultanément plusieurs faisceaux acoustiques. Il est possible ainsi de couvrir en un seul passage une bande de terrain dont la largeur pourra représenter de 3 à 10 fois la profondeur d'eau. L'Ifremer dispose de deux systèmes de ce type, installés sur l'"Atalante" pour la reconnaissance des grands fonds et sur le "Suroît" pour les profondeurs comprises entre 10 et 800m.

### 3- LE SONAR LATERAL

Le principe de cet équipement réside dans l'utilisation de deux transducteurs, montés sur un poisson remorqué, émettant un signal de très courte durée d'impulsion, dont le lobe d'émission est très étroit dans un plan horizontal (gisement) et très large dans un plan vertical (site). Ce signal, rétrodiffusé par le fond de la mer avec plus ou moins d'intensité selon sa nature et l'angle d'incidence, est capté par les mêmes transducteurs et visualisé sous forme de lignes successives suivant l'avance du navire, produisant une image du fond de la mer (**fig.2**). Sur les enregistrements graphiques ainsi produits,

les zones rétrodiffusant le plus d'énergie apparaissent plus sombres que celles qui rétrodiffusent moins. L'imagerie acoustique des sonars est riche d'informations puisqu'elle renseigne à la fois sur le relief et la nature des fonds. Cette dualité du message transmis peut être source d'incertitude : par exemple, une zone

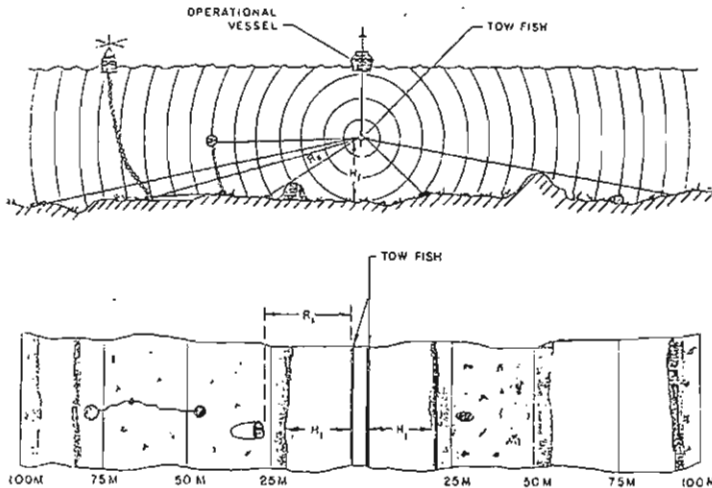


Figure 2 : Schéma de principe du sonar latéral classique (sans correction d'anamorphose). A : propagation des ondes acoustiques dans un plan vertical, B : représentation du fond ( $H_f$  : altitude du poisson,  $R_s$  distance oblique). Document EGG.

sombre (très rétrodiffusante) peut correspondre à un faciès sédimentaire grossier ou au contraire à une zone pentée où les ondes acoustiques éclairent à incidence normale. L'existence de telles ambiguïtés est une des difficultés de l'interprétation de l'imagerie sonar, que seule peut lever la pratique de la "vérité-terrain".

Jusqu'à ces dernières années, l'utilisation des données analogiques conduisait à deux types de déformations géométriques sur les sonogrammes :

- Pour une émission perpendiculaire à la route suivie, le signal rétrodiffusé transversalement à l'antenne et représenté par une ligne de l'enregistrement graphique correspondait à des trajets obliques, et donc à une déformation des distances vraies sur le fond dépendant de l'altitude du poisson. Autrement dit, une même distance de terrain paraissait sur l'enregistrement graphique d'autant plus grande qu'elle était éloignée de la verticale du poisson.

- Dans le sens de progression du poisson, l'image du fond de la mer subissait une compression ou une dilatation, la vitesse de défilement des enregistreurs graphiques n'étant pas asservie à la vitesse du navire.

Ces déformations rendaient l'interprétation délicate et parfois imprécise, ce qui a longtemps freiné la généralisation de l'utilisation des sonars dans la communauté scientifique, en particulier en France. Pour pallier à ces inconvénients et obtenir une représentation planimétrique du fond de la mer, des méthodes optiques ou graphiques ont été proposées. Plus récemment, de nombreuses équipes ont développé des méthodes de corrections géométriques numériques, après digitalisation des limites des faciès interprétés sur les sonogrammes.

Une nouvelle génération de sonars, basée sur l'utilisation des microprocesseurs, a fait son apparition dans les années 1980, permettant de s'affranchir de ces méthodes fastidieuses et d'améliorer la qualité des images. Ces équipements permettent la numérisation du signal sonar, son traitement en

temps réel et l'archivage des données pour traitements ultérieurs. C'est le cas du système développé en 1980 par la firme américaine EGG, que nous allons employer durant notre "excursion" en rade. L'équipement EGG SMS 960 que nous allons employer se compose d'un poisson remorqué, d'un câble électro-porteur, d'un enregistreur graphique et d'un enregistreur numérique.

Le "**poisson**" est équipé de deux antennes émettant latéralement des signaux de 105 kHz de fréquence, à courte durée d'impulsion (0.1ms) et à une cadence variable, déterminée par la portée sélectionnée par l'opérateur, telle que  $T = 0.0015 P$ ,

où T est la cadence d'émission exprimée en secondes et P la portée exprimée en mètres.

Le lobe d'émission est étroit dans le plan horizontal ( $1,2^\circ$ ) et large de  $20$  ou  $50^\circ$  dans le plan vertical. En fait, l'existence de lobes secondaires élimine presque complètement la zone aveugle à la verticale du poisson, mais la résolution transversale y est bien moindre.

Bien que le fabricant annonce des portées atteignant 500m (pour chaque voie), plusieurs années de pratique dans des conditions très variables indiquent qu'elles ne dépassent pas 300 à 400m dans les meilleurs cas (altitude du poisson de l'ordre de 50m, câble de longueur inférieure à 300m pour limiter l'atténuation du signal). Dans la pratique, on utilise surtout les portées 100 et 200m, mais par faible profondeur d'eau (moins de 10m) la portée efficace est inférieure à 50m.

Le poisson est relié à l'enregistreur par un câble électro-porteur à 7 conducteurs, par l'intermédiaire d'un treuil à collecteur tournant permettant le pilotage du poisson. Compte-tenu de l'atténuation du signal, la longueur des câbles employés ne peut dépasser 600m, ce qui limite la profondeur des zones explorées à environ 200m.

**L'enregistreur SMS960** associe plusieurs fonctions :

- Les fonctions électroniques classiques (amplification, gain à temps variable,...) et la numérisation du signal.

- La détection du fond à partir du signal numérisé (**fig.3**). Cette opération permet de calculer l'altitude du poisson au dessus du fond, de supprimer sur l'enregistrement en temps réel l'image correspondant au trajet des ondes acoustiques dans l'eau, et de réaliser en temps réel la correction d'anamorphose (voir plus loin).

- L'asservissement du défilement de l'enregistreur graphique à la vitesse du navire (correction de compression).

- La visualisation des données corrigées géométriquement sur une imprimante à 16 niveaux de gris et 2048 pixels par ligne.

- L'entrée d'informations telles que date, heure, vitesse, cap, numéro de profil, de façon manuelle ou par l'intermédiaire d'une interface RS232.

**L'enregistreur numérique** est un dérouleur de bandes Kennedy 9000 de densité 1600 bpi. Il reçoit les données brutes (après traitement par le gain à temps variable automatique, mais sans correction géométrique). Ces données sont préalablement formatées, ce qui accroît la capacité de

stockage (42 minutes d'autonomie d'enregistrement dans le cas d'une portée de 100m) et permet la relecture par un calculateur.

Afin de mieux percevoir les possibilités du système et les règles à respecter durant l'acquisition, ainsi que pour comprendre les traitements réalisés en temps réel ou au rejeu, il est intéressant d'analyser les caractéristiques des données fournies par l'équipement. La résolution, en particulier, est à la fois conditionnée par les caractéristiques physiques du matériel, les paramètres de la numérisation et les conditions opératoires.

### **3.1- Résolution transversale**

La résolution  $D$ , ou pouvoir séparateur, du sonar est limitée transversalement par la durée d'impulsion  $\tau$  du signal. Par analogie avec les radars, on peut admettre que si les échos sont séparés dans le temps par moins de  $\tau / 2$ , ils seront indiscernables. Dans le cas étudié, nous aurons ainsi pour une portée de 100m et une altitude de 10m :

$$D = (C \tau \cos \rho) / 2$$

En limite de portée, à 100m, l'angle de rasance  $\rho$  sera de  $5,7^\circ$  et  $D = 0,07$ m. Une approche plus réaliste de la résolution consiste à prendre en compte la résolution déterminée par le pas d'échantillonnage du système. Si l'on considère les fronts d'onde émis par les transducteurs (fig. 4), le pas d'échantillonnage  $\Delta t$  correspondra sur le fond à des échantillons de longueur variable ( $x_i - x_{i-1}$ ). La correction d'obliquité ou d'anamorphose consiste à replacer le point d'ordre  $i$  de l'échantillonnage à l'abscisse  $x_i$ . Cette abscisse peut être déterminée à partir des relations suivantes :

$$R_i = R_{i-1} + C \Delta t$$

$$R_i = H + i C \Delta t$$

$$R_i^2 = H^2 + x_i^2$$

d'où il vient :

$$x_i = i C \Delta t (1 + 2H / i C \Delta t)^{1/2}$$

ou encore :

$$x_i = 1,25 \cdot 10^{-3} i P (1 + 2H / 1,25 \cdot 10^{-3} i P)^{1/2} \quad (2A-1)$$

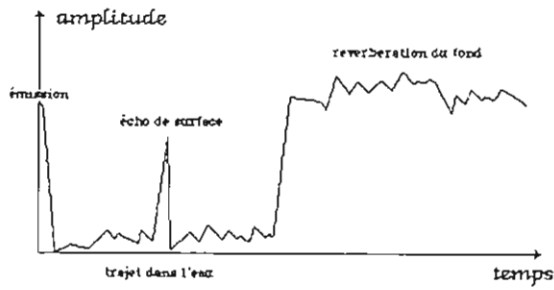


Figure 3 : Exemple d'enregistrement d'un tir sur une des voies du sonar, en amplitude en fonction du temps. On distingue de gauche à droite le signal correspondant au tir (temps 0), le bruit de fond dans l'eau, la réflexion de l'émission du lobe arrière sur la surface, les arrivées du fond, dont la première qui correspond, dans le cas d'un fond plat, à la verticale du poisson. Dans le cas où le poisson est plus près de la surface que du fond de l'eau, la détection automatique du fond, nécessaire au calcul de l'amplitude et à la correction d'anamorphose, nécessite le choix d'un seuil supérieur à l'écho de surface et inférieur à la première arrivée du fond.

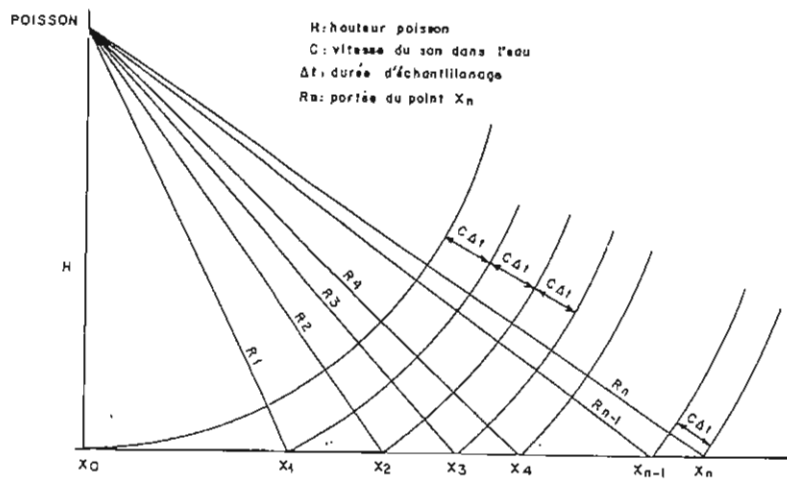


Figure 4 : Echantillonnage transversalement à la progression du poisson. C : vitesse apparente (correspondant au trajet aller et retour) du son dans l'eau =  $750\text{ms}^{-1}$  ; P : portée (déterminée par le constructeur, elle peut être choisie entre 100 et 500m, avec un pas de 100m);  $\Delta t$  : pas d'échantillonnage, il dépend de la portée, et est donné pour chaque voie par  $\Delta t = P / 600\,000$  (exprimé en secondes); on a donc  $c\Delta t = 1,25 \cdot 10^{-3} P$  ; H : altitude du poisson ;  $x_j$  : abscisse du jème point échantillonné.

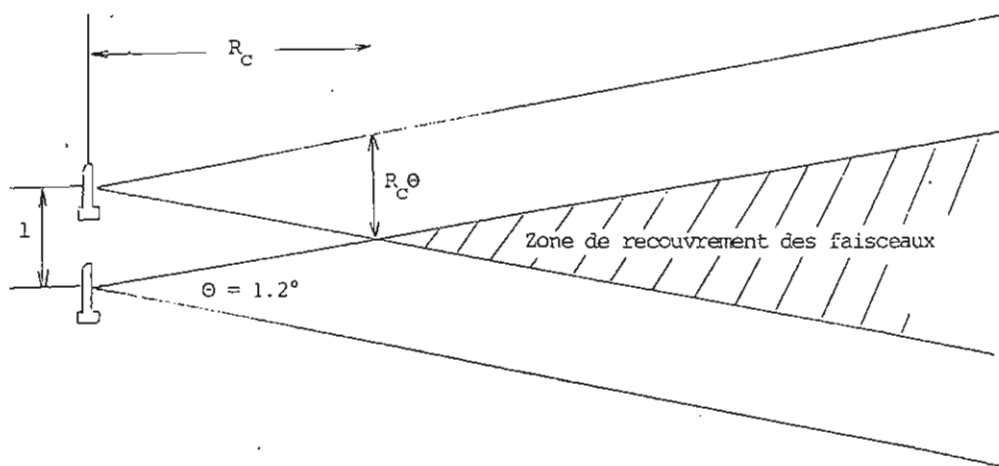


Figure 5 : Echantillonnage dans le sens de progression du poisson. l : distance parcourue dans l'intervalle de temps entre 2 émissions.  $R_c$  : distance oblique minimum pour avoir recouvrement entre 2 émissions.

La taille d'un échantillon de rang i sera donc  $L_i$  :

$$L_i = x_i - x_{i-1} = ic\Delta t (1 + 2H/ic\Delta t)^{1/2} - (i-1) c\Delta t (1 + 2H/(i-1)c\Delta t)^{1/2}$$

$$L_i = 1,25 \cdot 10^{-3} P [ i (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} iP)^{1/2} - (i-1) (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} (i-1) P)^{1/2} ]$$

Quelles que soient l'altitude et la distance oblique, la longueur des pixels est donc toujours supérieure à 0,128m en portée 100m (ou 0,375m en portée 300m), soit nettement plus que la résolution théorique du système. De plus, la résolution diminuera très fortement au centre de l'image, pour dépasser plusieurs mètres au niveau du premier pixel (**Tableau 1**).

Li (cm) i	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	1.59	2.24	2.74	2.76	4.76	6.14
2	0.664	0.933	1.140	1.180	1.99	2.56
3	0.514	0.719	0.877	0.930	1.54	1.97
4	0.437	0.609	0.742	0.804	1.31	1.67
5	0.389	0.539	0.656	0.725	1.17	1.48
6	0.355	0.489	0.594	0.671	1.06	1.35
7	0.329	0.452	0.548	0.631	0.987	1.25
8	0.309	0.423	0.512	0.600	0.926	1.18
9	0.292	0.399	0.482	0.575	0.877	1.10
10	0.279	0.379	0.457	0.555	0.837	1.05
20	0.210	0.276	0.329	0.459	0.631	0.767
30	0.183	0.233	0.275	0.426	0.549	0.653
40	0.168	0.209	0.244	0.410	0.505	0.589
50	0.159	0.194	0.224	0.400	0.477	0.548
100	0.140	0.159	0.177	0.384	0.419	0.457
200	0.130	0.140	0.149	0.378	0.391	0.409
300	0.128	0.133	0.140	0.376	0.384	0.394
400	0.127	0.130	0.135	0.376	0.380	0.387
500	0.126	0.129	0.132	0.375	0.379	0.384
600	0.126	0.128		0.375	0.378	0.387
700	0.126			0.375	0.377	
800						
i max1						
804	→ 0.126				→ 0.377	
724		→ 0.127				
644			→ 0.130			
857				→ 0.375		
751						→ 0.379
i max2						
724	→ 0.126				→ 0.377	
655		→ 0.127				
595			→ 0.131			
774				→ 0.375		
678						→ 0.380

**Tableau 1** : Longueur  $L_i$  échantillonnée sur le fond, perpendiculairement à la progression du poisson, pour un pixel de rang i, en fonction de H et P.



L'équation 2A-1 permet d'autre part de préciser les conditions optimales d'utilisation de l'équipement. Pour ceci, calculons le rang du dernier pixel enregistré sur la bande :

884 pixels sont enregistrés sur chaque voie, mais une partie de ces points correspond au trajet dans l'eau ; le rang  $i_{\max 1}$  du dernier pixel enregistré sera donc :

$$i_{\max 1} = 884 - 800H/P$$

Sur l'enregistreur graphique du SMS960, la visualisation s'arrête effectivement à la portée choisie : le dernier pixel visualisé aura une abscisse  $x_{i_{\max 2}}$  égale à la portée :

$$x_{i_{\max 2}} = P$$

d'où il vient :

$$P = 1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P (1 + 2H/1,25 \cdot 10^{-3} i_{\max 2} P)^{1/2}$$

d'où l'on tire :

$$i_{\max 2} = 800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P$$

Pour disposer d'une portée de P, il faudra que  $i_{\max 2} \leq i_{\max 1}$  ou encore :

$$800 [(H/P)^2 + 1]^{1/2} - H/P \leq 884 - 800H/P$$

d'où il vient :

$$H \leq 0,47P \quad (2A-2)$$

Cette relation est importante d'un point de vue pratique puisqu'elle donne l'altitude du poisson à ne pas dépasser en fonction de la portée choisie. Par exemple, pour une portée de 100m, l'altitude devra être maintenue inférieure à 47m. Dans les conditions réelles d'utilisation, on se trouve souvent dans le cas inverse où  $i_{\max 2}$  est supérieur à  $i_{\max 1}$ , et un certain nombre de points, bien qu'échantillonnés, ne seront pas visualisés en temps réel. Il sera par contre possible de les restituer au jeu, en augmentant ainsi la portée effective. Par exemple, pour H=10m et P= 100m, 80 pixels, représentant une distance de 11m sur le fond, peuvent ainsi être "récupérés" au jeu, soit un gain de 11% de la couverture.

### 3.2- Résolution longitudinale

La largeur  $l_i$  d'un échantillon, mesurée parallèlement à la route du poisson, est :

$$l_i = R_i \theta$$

avec  $\theta = 0,021$  rd (largeur du lobe d'émission dans un plan horizontal)

ou encore :

$$l_i = \theta (H^2 + X_i^2)^{1/2}$$

$$l_i = 0,021 (H^2 + 1,56 \cdot 10^{-6} i^2 P^2 + 2,50 \cdot 10^{-3} i H P)^{1/2}$$

Le **tableau 2** présente les valeurs de  $l_j$  en fonction de H et P ; On constate, comme pour la résolution transversale, une grande variabilité de la résolution longitudinale, avec des valeurs comprises entre 0,21 et 6,96 mètres.

Compte-tenu de la vitesse du poisson et de la cadence d'émission, un même point pourra être éclairé plusieurs fois ou au contraire "oublié" (fig.5).

i	P = 100 m			P = 300 m		
	H = 10 m	H = 20 m	H = 30 m	H = 10 m	H = 30 m	H = 50 m
1	0.21	0.42	0.63	0.22	0.64	1.06
2	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
3	0.22	0.43	0.64	0.23	0.65	1.07
4	0.22	0.43	0.64	0.24	0.66	1.08
5	0.22	0.43	0.64	0.25	0.67	1.09
10	0.24	0.45	0.66	0.29	0.71	1.13
20	0.26	0.47	0.68	0.37	0.79	1.21
30	0.29	0.50	0.71	0.45	0.87	1.29
40	0.32	0.53	0.74	0.53	0.95	1.37
50	0.34	0.55	0.76	0.60	1.02	1.44
100	0.47	0.68	0.89	1.00	1.42	1.84
200	0.73	0.95	1.16	1.79	2.21	2.63
300	1.00	1.21	1.42	2.57	2.99	3.41
400	1.26	1.47	1.68	3.36	3.78	4.20
500	1.52	1.73	1.94	4.15	4.57	4.99
600	1.79	2.00	2.21	4.94	5.36	5.77
700	2.05	2.26		5.72	6.14	6.56
800	2.31			6.51	6.93	
i max 1						
804	→ 2.32				→ 6.96	
724		→ 2.32				
644			→ 2.32			
857				→ 6.96		
751						→ 6.96
i max 2						
724	→ 2.11				→ 6.33	
655		→ 2.14				
595			→ 2.19			
774				→ 6.31		
678						→ 6.39

**Tableau 2 :** Largeur  $l_j$  échantillonnée sur le fond dans le sens de progression du poisson, en fonction de H et P.

La **correction géométrique de la vitesse** (correction de compression) consiste en fait à attribuer à chaque échantillon la même valeur  $l$  pour  $l_i$  :

$$l = VT$$

où  $V$  est la vitesse du poisson en  $\text{ms}^{-1}$ ,  $T$  la cadence d'émission en secondes ( $T = 0,0015P$ ).

Pour ne pas avoir de "trou" dans l'échantillonnage, il faudra que :

$$H\theta \geq 0,0714 VP \quad (2A-3)$$

Autrement dit, plus la vitesse augmentera et plus il faudra remonter le poisson loin du fond. Par exemple, pour  $V = 6$  noeuds ( $3,09\text{ms}^{-1}$ ),  $H \geq 22\text{m}$  en portée 100m.

Si l'on se place à la portée maximum  $P_M$ , le nombre de fois où une cible ponctuelle sera vue est :

$$N = (P_M \theta C) / (2VP_M) = \theta C / 2V \text{ soit environ } 6 \text{ pour une vitesse de } 6 \text{ noeuds.}$$

La correction de compression, en dupliquant les lignes, aura tendance à accentuer ce phénomène de lignage, visible dans la partie la plus marginale des sonogrammes.

En définitive, si l'on rapproche cette relation des conditions exprimées par la formule 2A-2, de bonnes conditions d'utilisation du sonar EGG SMS 960 requièrent que :

$$0,47P \geq H \geq 0,0714 VP$$

### **3.3 - Traitement des images sonar : le logiciel "TRIAS"**

Pour des reconnaissances régionales, la qualité des données produites en temps réel, corrigées de l'obliquité et de la vitesse, est généralement suffisante pour permettre la cartographie et l'interprétation géologiques. Le stockage des données brutes permet cependant, pour des études de détail, d'améliorer fortement la qualité des images et la précision du report cartographique. Un logiciel très complet a été développé par le Département Informatique de l'Ifremer (Augustin *et al.*, 1990), permettant le transcodage, le traitement et la visualisation de toutes données numériques de sonars, en particulier du sonar grand fond "SAR" et du sonar "petit fond" EGG. Implanté sur VAX 11/780, ce logiciel interactif, baptisé "TRIAS" permet de réaliser un certain nombre d'opérations, résumées dans le diagramme de la **figure 6** :

- Décodage et démultiplexage des bandes magnétiques.
- Transfert de la navigation du bateau.
- Transfert des données sonar.

Un certain nombre d'opérations sont effectuées simultanément au transfert, de façon automatique : détection de l'altitude du poisson, correction de l'obliquité, correction de vitesse, rehaussement de contraste, suppression du halo central, ré-équilibrage des deux voies, correction de l'atténuation et des lobes d'antennes.

- Report des images dans un repère cartographique. Cette opération consiste à affecter une position à chacun des pixels de l'image sonar, puis à assembler les profils entre eux afin de créer une mosaïque.

- Restitution sur enregistreur graphique SORO, VERSATEC ou DOWTY. Ce tracé peut

être effectué à une échelle choisie, la résolution étant simplement conditionnée par les conditions initiales d'acquisition. Dans la pratique, l'expérience prouve qu'en dehors de la représentation de zones d'intérêt particulier pouvant faire l'objet de "zooms" au 1/500 ou au 1/250, les échelles de restitutions les plus appropriées au sonar EGG sont comprises entre 1/1250 et 1/5000.

- Archivage sur disque optique. Cette dernière étape, la plus récente, permet de stocker sur un même support une campagne complète, avec la possibilité de rejeux ultérieurs.

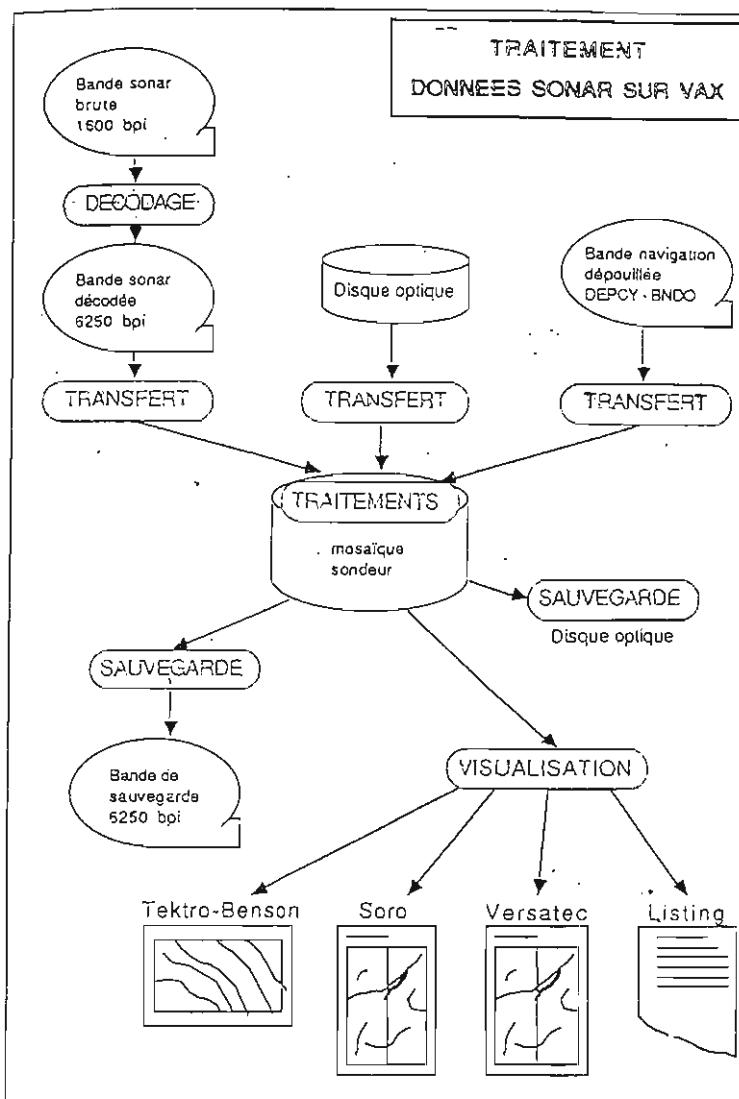


Figure 6 : Architecture du traitement des données sonar (Le Drezen, 1988).

#### 4- LA SISMIQUE TRES HAUTE RESOLUTION

L'objectif de la sismique est de déterminer la géométrie des formations géologiques à partir de l'analyse des ondes émises par une **source** et enregistrées grâce à des récepteurs appelés **géophones** (à terre) ou **hydrophones** (en mer) (**Fig. 7**). La propagation des ondes sismiques dépend de l'**impédance acoustique Z** des couches traversées :

$$Z = V d$$

où V est la vitesse des ondes et d la densité des couches.

La vitesse des sédiments meubles est généralement comprise entre 1500 et 2000m/s (**Fig. 8**). Elle dépend essentiellement de la porosité, et donc entre autre de la compaction (**Fig.9**). La présence de gaz réduira grandement cette vitesse et augmentera l'atténuation.

Les ondes sismiques se propagent comme des ondes lumineuses (**Fig. 10**). On appelle front d'onde l'ensemble des points atteints par un ébranlement à un temps t, après l'instant d'émission t=0. Chaque point du front d'onde F1 peut être considéré comme la source d'une nouvelle onde sphérique; à l'instant t+Δt, l'enveloppe de ces nouvelles petites ondes va constituer le nouveau front d'onde F2. Si cette onde a un rayon très grand, on peut assimiler une partie du front d'onde à une onde plane. Lorsqu'elles arrivent sur des interfaces (limite eau-fond, limites de couches), ces ondes se comportent comme des ondes lumineuses, selon la loi de Descartes:

$$(\sin i_1) / V1 = (\sin i_2) / V2$$

Dans le cas d'un plan horizontal limitant deux couches (la première étant l'eau dans le cas de la sismique marine), on peut ainsi prévoir trois trajets correspondant aux ondes directe, réfléchi et réfractée, ces ondes arrivant respectivement aux temps T1, T2 et T3 :

$$T1 = x / V1$$

$$T2 = V1^{-1} \sqrt{x^2 + 4h^2}$$

$$T3 = x V2^{-1} + 2hV1^{-1} \cos i$$

En **sismique très haute résolution**, on travaille généralement à incidence sub-verticale ( $i \sim 0$ ) et les arrivées premières sont toujours des réflexions.

Dans le cas d'une onde incidente verticale, l'amplitude du signal réfléchi à l'interface entre deux milieux 1 et 2 est proportionnelle au coefficient de réflexion R

$$R = (V2d_2 - V1d_1) / (V2d_2 + V1d_1)$$

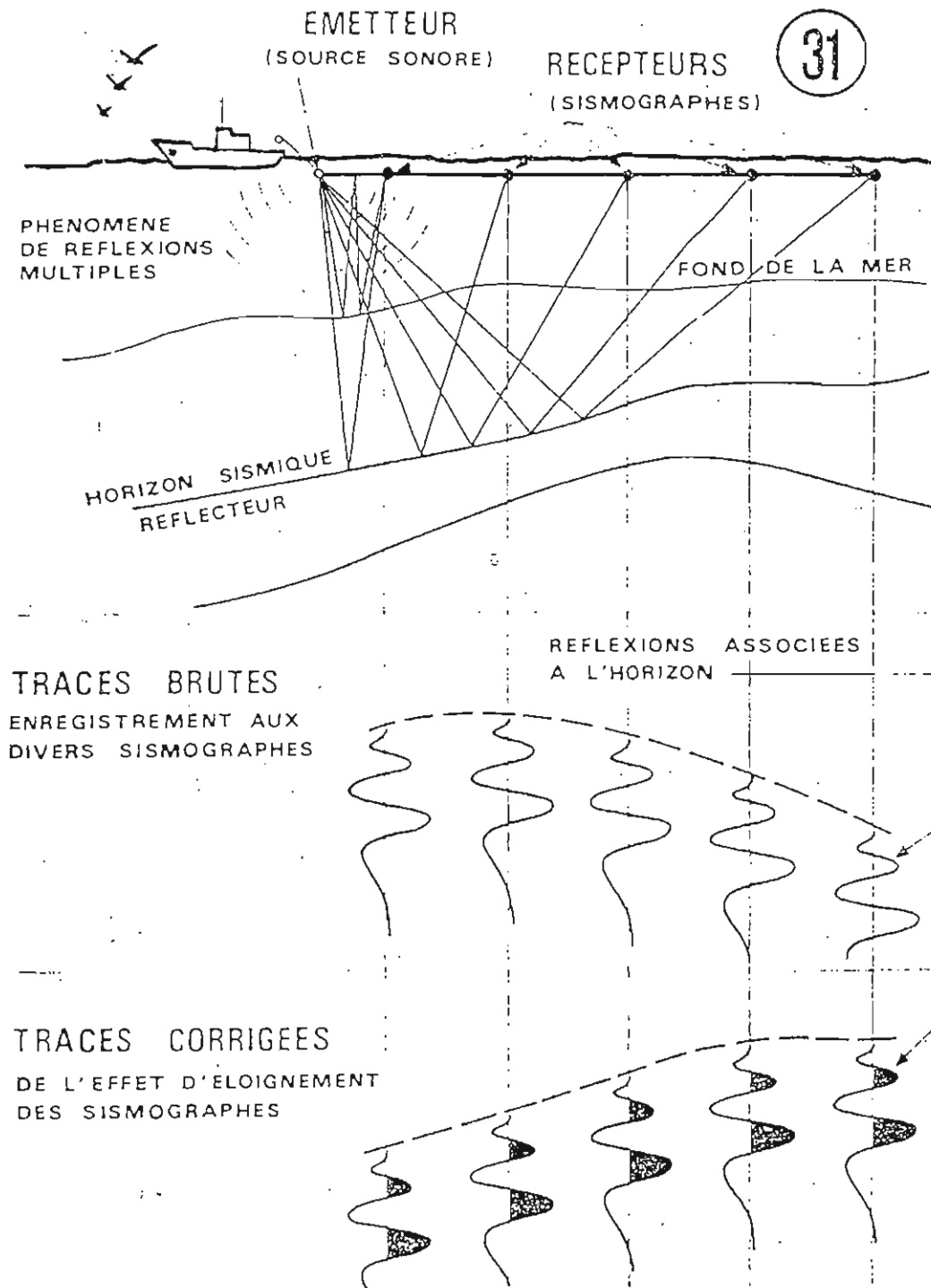
L'amplitude du signal transmis vers le bas est proportionnelle à un coefficient de transmission T:

$$T = 2V1d1 (V2d_2 + V1d_1)^{-1}$$

$$\text{avec } T + R = 1$$

Un autre problème spécifique aux environnements peu profonds est l'existence de phénomènes de réflexion entre le fond et la surface de l'eau. Ces échos, qui se superposent aux informations provenant des réflexions dans les couches sédimentaires, viennent compliquer l'interprétation des profils. Des exemples de trajets "parasites" sont présentés à la **figure 11**.

Figure 7 : Principe de la sismique reflexion marine (document formation Total)



		Densité	Vitesse (km/s)	Impédance
AIR	AIR			
WATER	EAU	1,0	1,5	1,50
MUD	VASE RECENTE	1,4	1,6	2,24
PLIOCENE	LIMONS	2	2,2	4,40
SILT	PLIOCENES			
CALCAREOUS	MARNO	2,5	4,0	10,00
SHALE	CALCAIRES			
BED ROCK	SUBSTRAT	2,7	5,5	14,85

Figure 8 : Propriétés physiques de différents types de sédiments (Leenhardt, 1972)

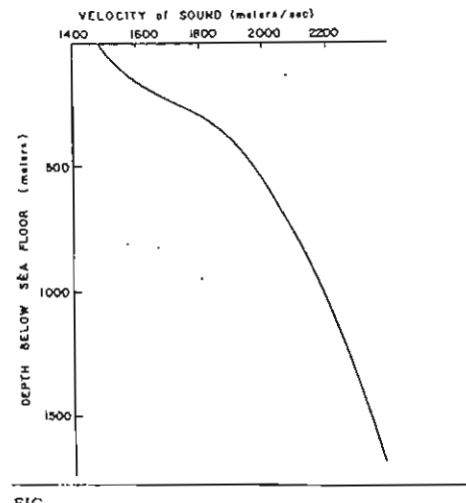


Figure 9 : Variation de la vitesse en fonction de la compaction (Trabant, 1984)

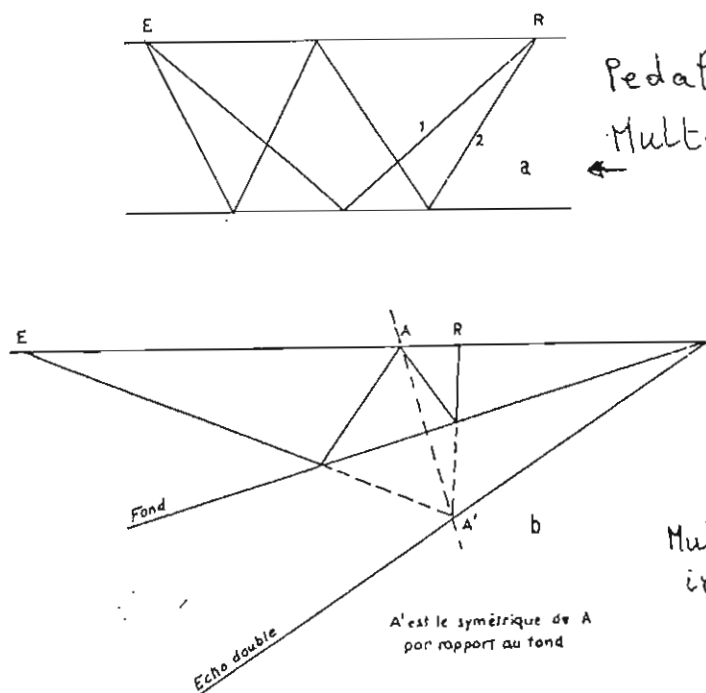


FIG. II.1.10. - Trajet des multiples (d'après O. Leenhardt)  
a. Fond horizontal.  
b. Fond incliné.

Pédalage  
Multiple

Multiple  
interne

Fantôme

FIG. II.1.11. - Réflexions parasites.

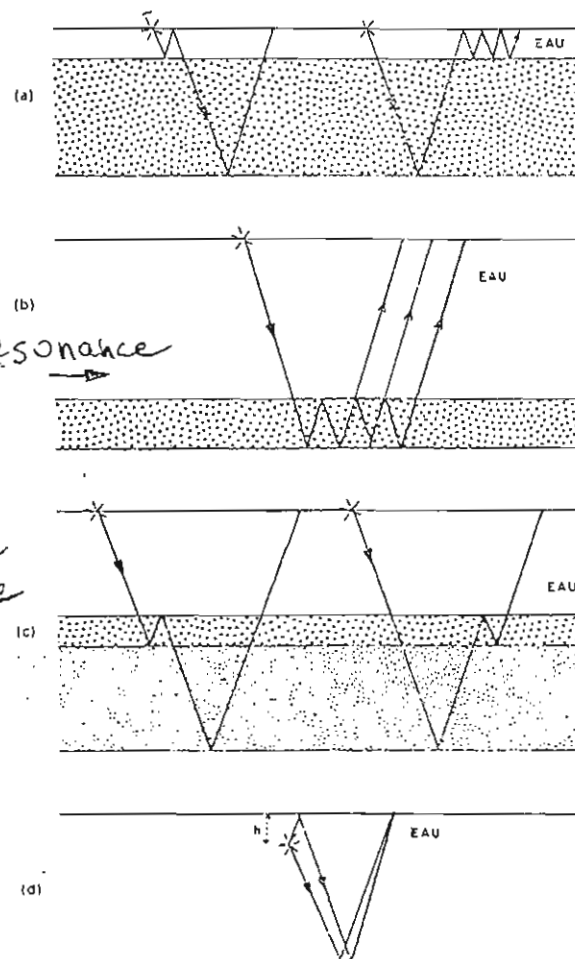
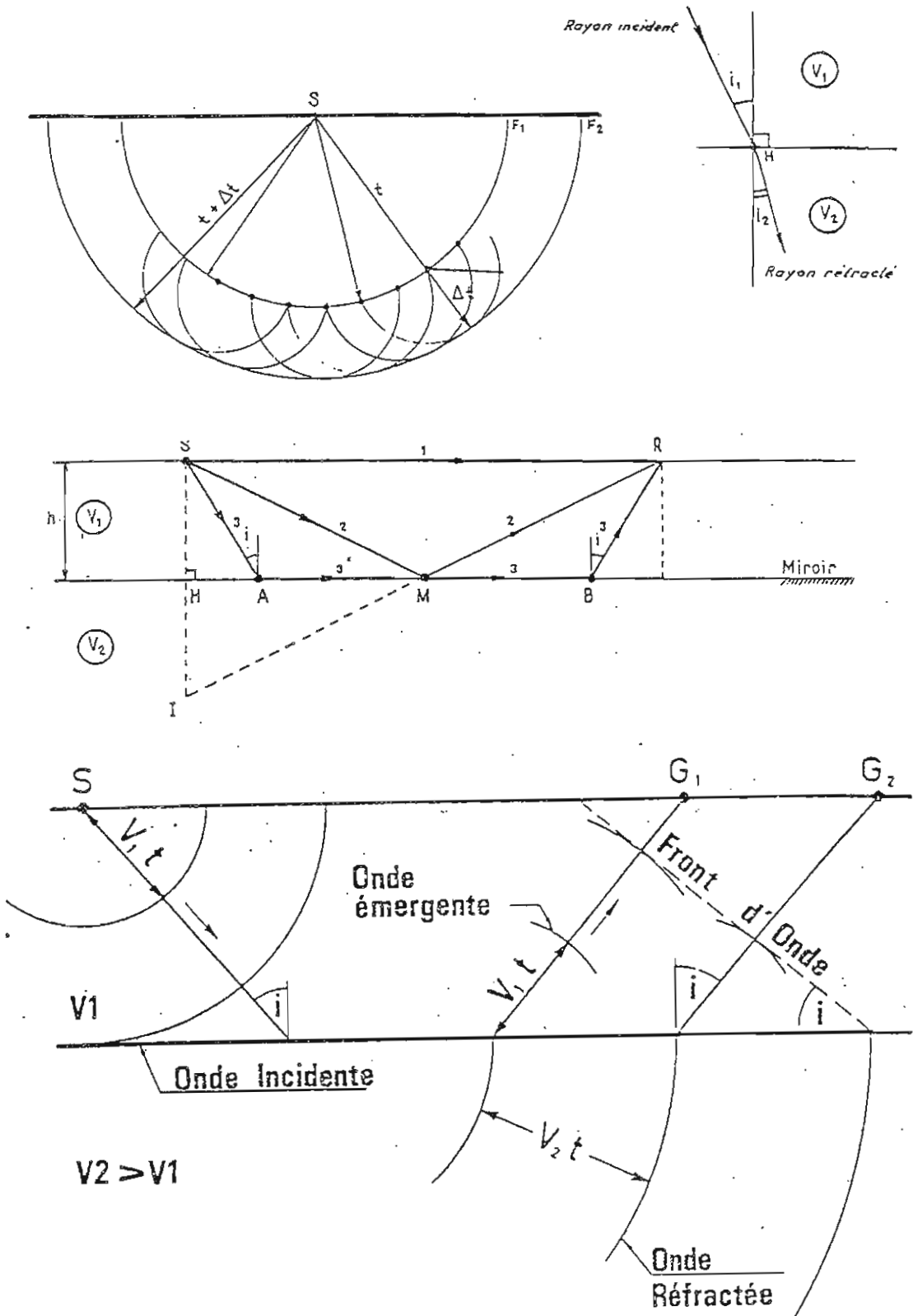


Figure 11 : Exemples de trajets parasites en sismique réflexion (Le Tirant, 1976)

Figure 10 : Propagation des ondes sismiques





Alors que la sismique d'exploration pétrolière met en oeuvre des sources permettant des pénétrations de plusieurs secondes, mais avec des résolutions assez faibles, l'étude des séquences sédimentaires marines récentes requiert des sources à haute fréquence, dont la pénétration est donc beaucoup plus faible. La **figure 12** présente les caractéristiques (fréquence principale, pénétration approximative dans les sédiments) des principales sources actuellement employées. Durant nos essais en rade, nous utiliserons uniquement un sondeur de sédiment. Cet appareil est basé sur le même principe que les sondeurs bathymétriques : un transducteur assure l'émission et la réception du signal. La directivité est de l'ordre de 20 à 50° et le pouvoir de résolution de 30 cm à 1 m. En installant ce sondeur sur un poisson, on atténue les mouvements du navire et l'on peut jouer sur l'immersion pour améliorer le rendement. La fréquence de l'appareil employé est de 2.5 kHz. Un exemple de sismogramme et le lobe d'émission de la source que nous emploierons sont montrés aux figures 13 et 14. Les données sismiques sont numérisées grâce au système "SINUP", qui permet des fréquences d'échantillonnage très élevées. Stockées sur bande magnétique, ces données seront ensuite traitées à l'aide d'un logiciel spécifique baptisé "SITHERE".

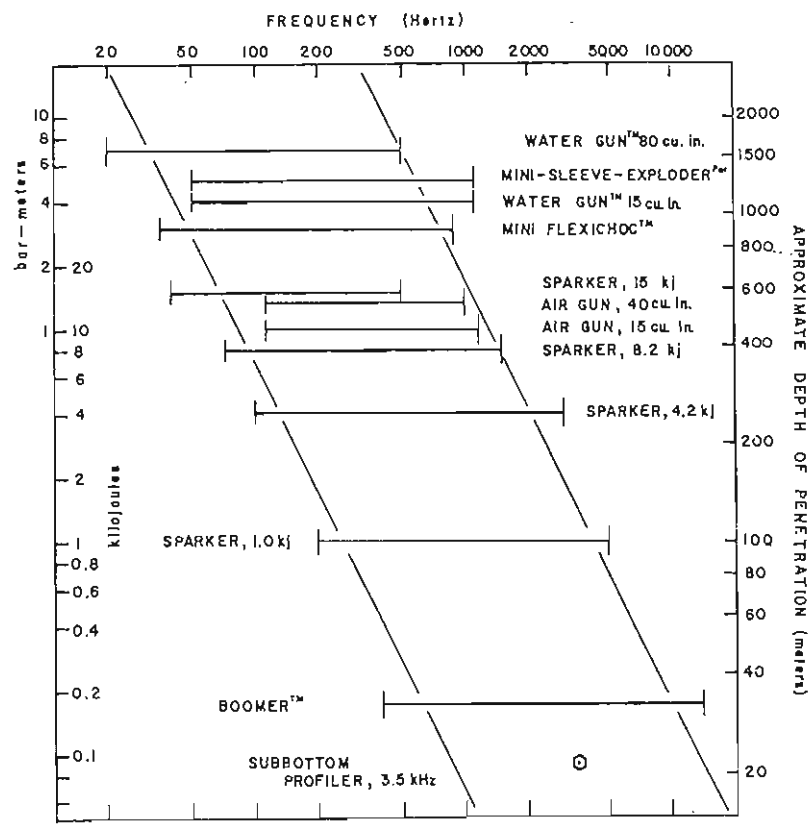


Figure 12 : Caractéristiques des principales sources sismiques haute résolution (Trabant, 1984)

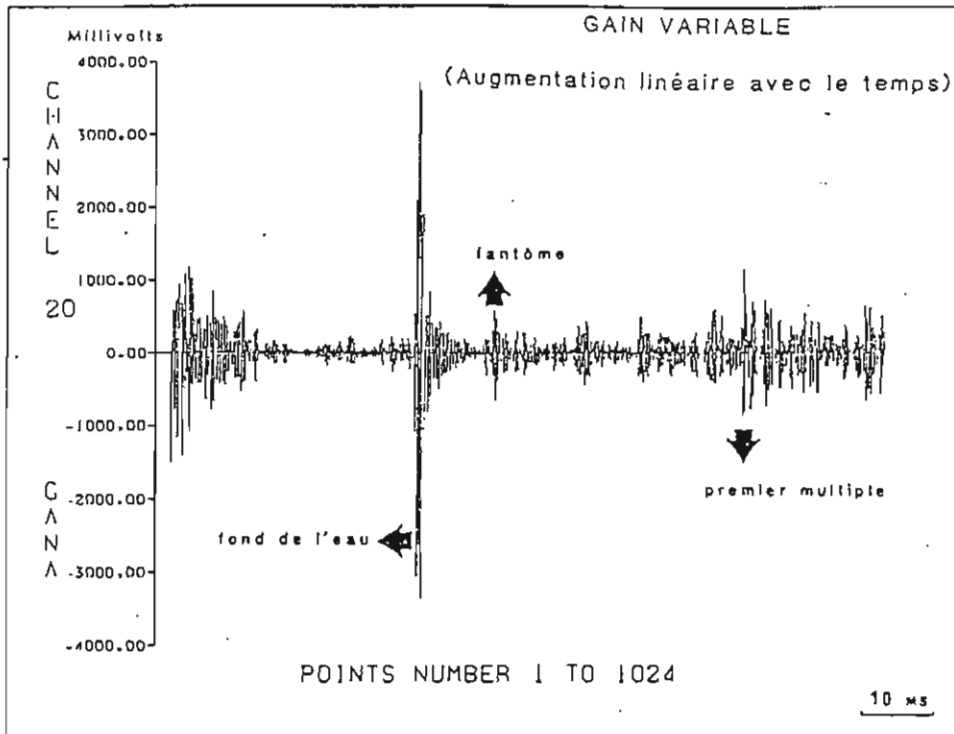


Figure 13 : Sismogramme d'un tir du sondeur EDO, traité par un gain variable (Guillemot, 1986).

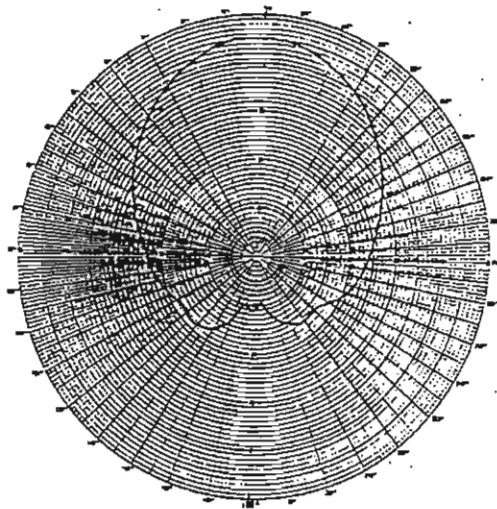


Figure 14 : Lobes d'antennes de la base 515A-250, mesurée pour une puissance d'émission de 10 kW.

## 5- L'INTEGRATION DES CAPTEURS

Lorsqu'on travaille en utilisant simultanément plusieurs appareils, il est important que toutes les mesures soient synchronisées. Durant l'excursion en rade, nous allons utiliser un système baptisé "ADOP" qui gère l'ensemble des mesures. Il assure :

- *Des fonctions d'acquisition* pour les données de faible débit :

- *Acquisition du positionnement.* Deux systèmes de positionnement peuvent être acquis simultanément, qu'il s'agisse de systèmes radio-électriques comme le Sylédis, le Toran, le Mini-ranger ou des systèmes satellites, comme le Transit et le GPS.

- *Acquisition du cap et de la vitesse surface.* Ces mesures peuvent servir par exemple à calculer la correction de dérive à appliquer aux images sonar, par différence avec les cap et vitesse fond fournis par le système de positionnement.

- *Acquisition des données bathymétriques* fournies par tout sondeur équipé d'une sortie numérique (Furuno 881, Simrad EK400, DESO 20...). Pour les navires n'étant pas équipés d'un sondeur hydrographique, un système mobile Furuno 881 est utilisé, une base étant alors fixée à l'extrémité d'une perche fixée à la coque du bateau. La plupart des données bathymétriques présentées ici ont été acquises avec un sondeur Furuno, dont l'angle d'ouverture est de  $5.4^\circ$  et la fréquence 200 kHz.

- *Acquisition d'autres valeurs numérisées*, comme le magnétisme ou la gravimétrie. Ces options n'ont pas été employées dans le cadre de nos études à caractère sédimentologique.

Les reconnaissances détaillées du bassin d'Arcachon, de l'estuaire de la Gironde, de la baie de Bourgneuf, de Surtainville et du Pas-de Calais ont été réalisées avec le système Sylédis, soit en mode circulaire en installant à terre notre propre réseau de balises, soit en utilisant les réseaux hyperboliques des ports autonomes, de la Marine Nationale ou du Centre d'Essais des Landes. La précision du positionnement variait alors, selon les cas, de 1 à 10m. Plus au large, les systèmes Toran, dans le Golfe de Gascogne, et Rana, en Manche, furent employés, avec des précisions variant de la dizaine à la centaine de mètres.

Les données géophysiques à fort débit comme l'imagerie sonar et la sismique sont acquises indépendamment.

- *Une fonction d'aide à la navigation.* Certains systèmes comme le Toran mesurent le déphasage entre deux émetteurs situés à terre. Ces valeurs doivent être converties en coordonnées géographiques. L'opération est assurée en temps réel par le calculateur, qui permet également d'indiquer à l'homme de barre la route à suivre selon différentes méthodes (suivi de profil, ralliement vers un point de prélèvement, tenue au point fixe...).

- *Une fonction de synchronisation des capteurs.* Pour des levés détaillés, il est fondamental que les différentes mesures puissent être parfaitement recalées entre elles. C'est l'heure,

fournie par l'horloge interne du calculateur, qui est utilisée comme référence, et qui permet d'envoyer un topage simultané à tous les capteurs (bathymétrie, sonar, sismique). La vitesse-fond est également envoyée au sonar afin de permettre en temps réel le calcul de la correction de compression.

- *Une fonction d'enregistrement et d'édition des données.* Tous les paramètres mentionnés précédemment sont stockés sur disquettes et listés par une imprimante. La cadence d'acquisition est d'un enregistrement toutes les 10 secondes, à l'exception des sondes bathymétriques acquises à la cadence d'une valeur (en décimètres) par seconde. En option, un tracé de la navigation est effectué en temps réel sur une table traçante. Toutes les modifications des conditions d'acquisition, ainsi que les numéros et heures de début et fin de profils, sont également enregistrés. Pour chaque campagne, les informations générales (nom de la mission, du navire, "offset" antenne du positionnement - base du sondeur... sont stockées en entête.

L'organisation générale du système d'acquisition est présentée sur la **figure 15**.

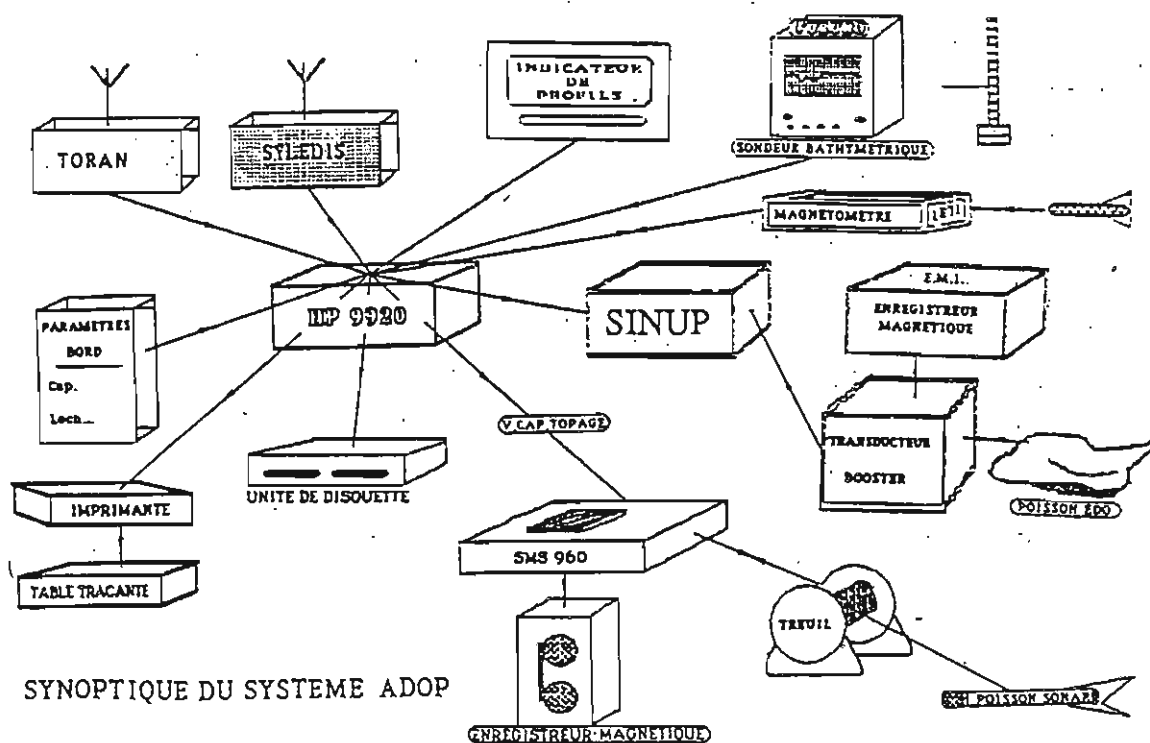


Figure 15 : Synoptique du système intégré "ADOP" d'acquisition de données (Berné *et al.*, 1986).

## LISTE DES PUBLICATIONS

---

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

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

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

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

Atelier de reprographie  
**IFREMER - Centre de Brest**  
B.P. 70 - 29280 PLOUZANE  
FRANCE  
Tél. : 98. 22. 40. 40.

Novembre 1991

Livret d'excursions

Les formations littorales de la côte des Abers et les alluvions tertiaires de la vallée morte de Saint-Renan, au NW de Brest

Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert ("offshore", "shoreface"), baie et replats sableux ("sand-flats") : visite de quelques affleurements ordoviciens armoricains en presqu'île de Crozon

La sédimentation au cours de l'Ordovicien supérieur en presqu'île de Crozon (Massif Armoricaïn, France) : contrôle climatique (glaciation), volcanique et tectonique (distension)

Les outils de reconnaissance en mer : applications à l'étude de quelques exemples de faciès et de séquences sédimentaires quaternaires (embarquement sur le navire océanographique Thalia)

ISSN 0990-3925  
ISBN 2-907205-15-3