

Norois 1977 B4335

XXIV^e CHRONIQUE OCÉANOGRAPHIQUE

(1^{re} PARTIE) *

par André GUILCHER

MISES AU POINT ET COMPTES RENDUS

Sur les ondes internes.

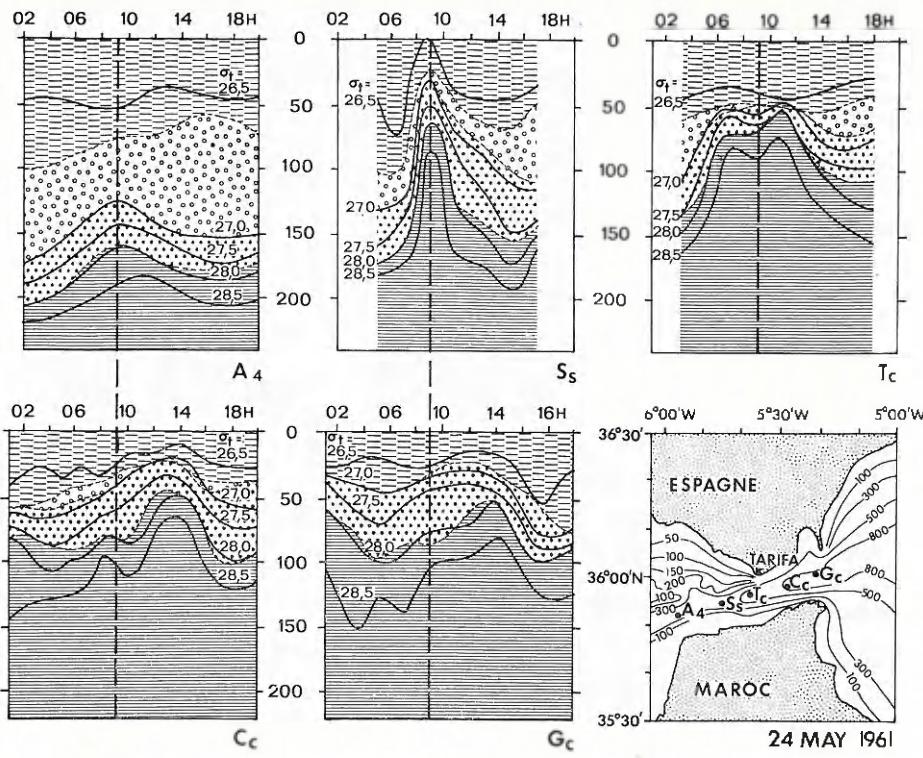
Les revues océanographiques contiennent assez souvent des articles sur les ondes internes. Certains de ces articles sont des traitements mathématiques du problème ; d'autres ont, à côté de leur partie mathématique, une partie naturaliste plus ou moins importante. Dans les publications récentes, nous choisissons ici quelques points susceptibles d'intéresser les géographes (1).

On sait que la traduction visualisée la plus usuelle des ondes internes est une courbe oscillatoire de la profondeur des isothermes, isohalines, ou isopycnes en un point donné de la mer en fonction du temps. Les causes de telles oscillations peuvent être diverses. L'une d'elles est, comme pour les seiches, une variation de la pression atmosphérique. Une autre est un accroissement de la vitesse du vent à l'interface océan-atmosphère. En ce second type, lorsque le champ du vent est spatialement hétérogène, une composante d'écoulement vertical apparaît à la base de la couche d'eau supérieure présumée homogène, qui peut engendrer des ondes internes dans les couches liquides stratifiées sous-jacentes, par création d'oscillations de contact. Un mécanisme de résonance intervient comme amplificateur, et l'amplification peut être relativement énorme.

Parmi les régions à ondes internes, le détroit de Gibraltar est une des mieux étudiées. Nous y avons déjà signalé le phénomène dans la chronique de 1962, p. 75, d'après les travaux faits, dirigés ou suscités par Lacombe. L'article de Boyce, qui se situe dans la même lignée, apporte de nouvelles précisions. L'onde interne du détroit se matérialise par un bombardement de l'isopycne (surface d'égale densité) de valeur 28, qui limite vers le haut l'eau contenant plus de 50 % d'eau méditerranéenne. Par des mesures simultanées en 5 points, s'étendant sur un cycle de marée semi-diurne, on peut voir (fig. 1) le retard de l'onde d'Ouest en Est ; à la station Gc, la plus à l'Est, on voit deux culminations de l'onde séparées par 12 heures, c'est-à-dire un cycle de marée. La vitesse moyenne de déplacement est de 3 nœuds 5 (le 24 mai 1961). Le passage de la culmination se marque par un accroissement de la vitesse du courant entrant, et par un échauffement de l'eau de surface qui est interprété comme dû à l'arrivée de l'eau atlantique. Ainsi, l'onde interne de Gibraltar est clairement liée à la marée semi-diurne ; mais le phénomène est sujet à de fortes irrégularités, qui, elles, sont probablement d'origine météorologique.

* La seconde partie de cette chronique sera publiée dans le n° 94.

(1) ZAYTSEV (A. A.), 1976. Generation of internal waves by atmospheric-pressure variations. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise, 1976), p. 148-150. — MIROPOLSKIY (Y.Z.), 1976. Generation of internal waves in the Ocean by the wind field. *Ibid.*, p. 266-270. — BOYCE (F. M.), 1975. Internal waves in the Straits of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, vol. 22, p. 597-610. — GARGETT (A. E.), 1976. Generation of internal waves in the Strait of Georgia, British Columbia. *Ibid.*, vol. 23, p. 17-32. — STIGEBRANDT (A.), 1976. Vertical diffusion driven by internal waves in a sill fjord. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 486-495.



Ligne verticale : heure de haute mer à Tarifa lors des observations



FIG. 1. — L'onde interne de Gibraltar et sa progression pendant un cycle de marée semi-diurne (d'après F. M. BOYCE, 1975).

1 : eau atlantique de surface. 2 : eau centrale atlantique. 3 : eau mixte avec moins de 50 % d'eau méditerranéenne de fond. 4 : eau mixte avec plus de 50 % d'eau méditerranéenne de fond.

Le détroit de Géorgie, entre l'île Vancouver et le continent en Colombie Britannique, est un autre lieu d'ondes internes bien développées. La trace de ces ondes se voit en surface sur les photos aériennes, sous forme de bandes parallèles. Les ondes forment ici des groupes distincts les uns des autres, chacun passant en une quinzaine de minutes et comprenant 6 ou 7 oscillations individuelles, avec une période séparatrice intergroupes d'environ 8 minutes. Les groupes semblent déclenchés par des changements abrupts dans la vitesse du courant de marée, qui se produisent dans les passages entre les îles du Sud du détroit. Ces changements perturbent la masse stratifiée des eaux, alimentée en surface par l'eau douce du Fraser : on revient donc à un phénomène analogue à celui dit plus haut pour l'action du champ anémométrique.

Des ondes internes sont susceptibles de provoquer un mélange vertical dans un fjord à seuil dont les eaux sont normalement stratifiées. Les ondes brisent sur le fond, créant une turbulence de contact qui mélange des eaux

de densités différentes dans la couche inférieure. Le mélange s'écoule vers l'intérieur du fjord, en se répandant en hauteur. Ceci a été notamment étudié dans le fjord d'Oslo.

D'un point de vue pratique, il est indispensable de mieux connaître les ondes internes pour des raisons de sécurité de la navigation sous-marine. On sait qu'il existe actuellement une centaine de sous-marins nucléaires stratégiques américains, soviétiques, français et britanniques, qui naviguent en permanence en plongée à de fortes immersions. Les ondes internes pourraient, en certains cas, entraîner ces sous-marins à des profondeurs dépassant leurs possibilités techniques, et, de ce fait, les faire imploser. Il est possible que certains accidents d'origine mal définie aient eu cette cause.

Sur les régions tropicales et subtropicales d'upwellings côtiers.

L'*upwelling* côtier est un des phénomènes océanographiques les plus activement étudiés, du fait de ses répercussions sur l'intensification de la vie marine. Nous rappelons certains de nos comptes rendus antérieurs à ce sujet, dans les chroniques de 1967, p. 132-133 (Somalie), 1972, p. 149-153 (Sahara atlantique, Côte d'Ivoire, Benguela), 1975, p. 156-158 (Pérou) et 168 (Somalie) et 1976, p. 157 (Somalie) ; et nous donnons ici de nouvelles informations (2).

Les relations du courant de l'Afrique du Nord-Ouest, ou courant des Canaries, avec l'alizé, sont confirmées. Même à une échelle journalière, le flux hydrologique répond aux fluctuations anémométriques. Un autre facteur de variabilité vient d'ondes internes semi-diurnes observées devant le Cap Bojador. Est confirmée aussi l'existence d'un sous-courant en sens inverse, c'est-à-dire vers le Nord. Ce sous-courant a été récemment observé entre 200 et 300 m de profondeur par 21°40 N, et vers 400 m par le travers du Cap Bojador ; dans les deux cas, il est localisé, non sur la plate-forme continentale, mais sur la pente. Le même sous-courant de direction polaire existe sous tous les courants froids des latitudes tropicales : il a été identifié avec certitude sous le courant du Pérou ou de Humboldt, et sous ceux de l'Afrique du Sud-Ouest et de Californie jusqu'en Oregon. En outre, Mittelstaedt et autres insistent sur l'existence d'un autre contre-courant, cette fois de surface, en Afrique du Nord-Ouest, au large du courant froid de direction équatoriale lié à l'*upwelling*. Il se peut que ce contre-courant de direc-

(2) MITTELSTAEDT (E.), PILLSBURY (D.), SMITH (R. L.), 1975. Flow patterns in the Northwest African upwelling area. *Disch. Hydr. Zeit.*, vol. 28, p. 145-167. — WOOSTER (W. S.), BAKUN (A.), McLAIN (D. R.), 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, vol. 34, p. 131-141. — JOHNSON (D. R.), BARTON (E. D.), HUGHES (P.), MOOERS (C. N. K.), 1975. Circulation in the Canary current upwelling region off Cape Bojador in August 1972. *Deep-Sea Res.*, vol. 22, p. 547-558. — WICKHAM (J. B.), 1975. Observations of the California undercurrent. *J. Mar. Res.*, vol. 33, p. 325-340. — MOOERS (C. N. K.), COLLINS (G. A.), SMITH (R. L.), 1976. — The dynamic structure of the frontal zone in the upwelling region off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 3-21. — HALPERN (D.), 1976. Measurements of near-surface wind stress over an upwelling region near the Oregon coast. *Ibid.*, p. 108-112. — HALPERN (D.), 1976. Structure of a coastal upwelling event observed off Oregon during July 1973. — *Deep-Sea Res.*, vol. 23, p. 481-494. — PEFFLEY (M. B.), O'BRIEN (J. J.), 1976. A three-dimensional simulation of coastal upwelling off Oregon. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 164-180. — HICKEY (B.), 1975. The relationship between fluctuations in sea level, wind stress, and sea surface temperature in the Equatorial Pacific. *Ibid.*, vol. 5, p. 460-475. — WYRTKI (K.), 1975. El Niño. The dynamic response of the Equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Ibid.*, vol. 5, p. 572-584. — NAMIAS (J.), 1976. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño. *Ibid.*, vol. 6, p. 130-138. — KELLEY (J. C.), WHITLEGDE (T. E.), DUGDALE (R. C.), 1975. Results of sea surface mapping in the Peru upwelling system. *Limnol. and Oceanogr.*, vol. 20, p. 784-794. — DONGUY (J. R.), 1975. Les eaux superficielles tropicales de la partie occidentale de l'Océan Indien en 1966-67. *Cah. ORSTOM, sér. Océanogr.*, vol. 13, p. 31-47 (cartes mensuelles).

tion polaire soit un phénomène de printemps (les observations sont de février-mai 1974). Dans la même région, l'extension vers le large du courant froid est variable ; elle peut varier de 50 à 100 km selon les moments, selon la force locale du vent, déplaçant ainsi la limite avec le contre-courant de surface. Ce dernier a lui aussi un correspondant dans la région péruvienne : nous l'avons mentionné dans la chronique de 1975, p. 156-157, d'après Wooster et Guillen, et Wyrtki en a parlé en 1963. Il a été aussi identifié en Californie au large de Monterey (Wickham), où ses eaux sont, normalement, chaudes, mais la distinction d'avec le sous-courant semble plus difficile que devant l'Afrique du Nord-Ouest. On y a trouvé en août, d'une part des flux vers le Nord à 50 et 200 m d'immersion, près du bord de la plate-forme, d'autre part un plus large écoulement dans la même direction à 50 km plus au large.

Un autre fait de haut intérêt est la migration saisonnière du lieu d'*upwelling* vigoureux dans le courant de l'Afrique du Nord-Ouest (Wooster et autres) : ce lieu est situé entre 12° et 20° N (Cap-Vert) de janvier à mai, et entre 25° et 43° (Maroc, Portugal) de juin à octobre ; entre 20° et 25° N (région du Cap-Blanc). L'*upwelling* est vigoureux toute l'année. L'*upwelling* estival portugais, qui contribue à rafraîchir la côte ibérique atlantique en cette saison, a son correspondant devant la côte Nord-Ouest américaine : plusieurs auteurs caractérisent un *upwelling* estival devant l'Oregon, c'est-à-dire dans la partie septentrionale du courant de Californie. Il s'agit là d'un phénomène non permanent, mais fréquent, qui est lié au fait qu'en été les vents côtiers d'Oregon soufflent assez souvent du Nord vers le Sud (ce qui est la condition normale d'un *upwelling* sur une côte de l'hémisphère nord orientée de cette façon), alors qu'en hiver les vents y soufflent en prédominance du Sud vers le Nord, ce qui crée des conditions hydrologiques contraires (Halpern). Dans le détail, la circulation devant l'Oregon présente d'ailleurs d'autres particularités dont l'interprétation reste matière à discussion. Un fait bien établi est pourtant l'influence de la topographie du fond sur ce courant orégonais (Peffley et O'Brien) : la répartition de l'*upwelling* le long de la côte dépend plus de cette topographie sous-marine que des indentations de la côte en plan. De même dans le courant du Pérou, Kelley et autres ont observé des bouffées persistantes de montée d'eau, reconnaissables aux températures, aux nitrates, aux silicates et à la chlorophylle, qui étaient associées aux irrégularités topographiques dans la bathymétrie.

Quant au Niño, si l'on convient d'appeler ainsi tous les refoulements et perturbations du courant du Pérou, une curieuse théorie de Wyrtki consiste à le lier, non pas à un affaiblissement de l'alizé du Sud-Est devant le Pérou, mais au contraire, pendant les deux années précédentes, à un alizé du Sud-Est exceptionnellement fort sur le Pacifique central : ce qui aurait pour résultat d'intensifier le courant Sud-équatorial, d'empiler de l'eau dans le Pacifique occidental (région entre les Samoa et les Salomon), et, par compensation ou décharge, de renforcer les courants ouest-est (contre-courant équatorial et sous-courant équatorial) : d'où un afflux d'eau chaude par ces derniers dans la région péruvienne, et, par suite, une apparition du Niño. Il faut cependant y regarder à deux fois avant de remplacer par cette théorie nouvelle les explications antérieures dont nous parlions dans notre compte rendu de 1975. En effet, un article de Namias conduit à voir, classiquement, dans le Niño, le résultat d'un grand affaiblissement de l'anticyclone du tiers oriental du Pacifique Nord pendant l'année qui précède l'anomalie hydrologique : autrement dit, une réduction de l'alizé et non un renforcement. Barbara Hickey a établi d'autre part que les fluctuations inter-annuelles du niveau marin dans la région équatoriale est-Pacifique sont provoquées par celles de la température de l'eau qui sort de la région de

l'*upwelling*. Elle aussi voit un lien direct entre l'affaiblissement de l'alizé austral et l'affaiblissement de l'*upwelling*. Jusqu'à plus ample informé, il y a donc lieu de s'en tenir à cette relation.

L'*upwelling* de la région de Guardafui a été bien mis en lumière par des observations de routine de navires de commerce (températures, salinité, vents) dans la partie ouest de l'Océan Indien en 1966, en régime de mousson d'été, de juin à septembre (Donguy). Sur les cartes mensuelles produites, on voit toutefois apparaître en outre un autre *upwelling* côtier plus au Sud, de part et d'autre de Mogadiscio, en février-mars 1967, en régime de vents de NE, avec des eaux côtières à 24-25° contre 27-28° au large. Vu la direction du vent et la position de la côte, les conditions de formation de cet *upwelling* équatorial, qui peut s'étendre jusqu'à 2° Sud, ne sont pas évidentes : c'est un point qui appelle de nouvelles études.

Comportement hydrologique de deux mers annexes de la Méditerranée.

Un symposium de 1972 (paru en 1974) sur la formation des eaux océaniques profondes, dont nous avons récemment rendu compte ailleurs (*Annales de Géographie*, 1976, p. 104-106), a montré (ou confirmé) que le processus de renouvellement des eaux profondes méditerranéennes, loin d'être spécifique du bassin occidental, lieu d'élection des études classiques de Lacombe et de Tchernia, se produit aussi en d'autres parties de cette mer. Deux autres articles apportent un renfort d'information dans le même sens (3).

Le Golfe de Corinthe est un diverticule méditerranéen parfaitement individualisé : le seuil de communication avec la Mer Ionienne a une profondeur d'environ 60 m, alors que dans le golfe on trouve plus de 800 m. Des observations américaines et israéliennes en février et août 1970, et d'autres antérieures plus dispersées, montrent l'évolution hydrologique saisonnière qui s'y produit. En été, il y a normalement un fort échauffement de surface (plus de 25°), alors qu'en février 1970 la température de surface était de 14°3. Au fond, on a constamment entre 12°8 et 13°3 (selon les années). L'hiver est en outre marqué par une couche d'inversion entre 100 et 175 m, avec un maximum de 14°6 en 1970. On retrouve la même couche dans les salinités, avec un maximum hivernal à 150 m également. Ceci, et d'autres observations (températures de l'air, répartition de l'oxygène dissous et des sels nutritifs, caractères hydrologiques de la Mer Ionienne voisine) montrent que les processus sont les suivants. Il y a renouvellement périodique des eaux profondes par *cascading* des eaux de surface en fin d'hiver. En effet, on a noté une augmentation de l'oxygène dissous en profondeur de février à août. La source de renouvellement ne peut pas être la Mer Ionienne, par-dessus le seuil, car une telle source élèverait beaucoup les températures et salinités de l'eau de fond corinthienne. Seule l'eau de surface locale peut jouer ce rôle, et elle le fait normalement à la faveur de coups de froid d'hiver, accompagnés de précipitations qui abaissent un peu la salinité par rapport à l'été. L'influence ionienne n'est pourtant pas nulle : elle est à l'origine du maximum thermo-haline de 150 m d'immersion noté en février. Dans ces conditions, l'accumulation de sels nutritifs en profondeur est de source locale, et, de ce fait, elle n'est pas considérable. Ainsi, le Golfe de Corinthe fait partie de ces bassins de la Méditerranée orientale

(3) ANDERSON (J. J.) et CARMACK (E. C.), 1973. Some physical and chemical properties of the Gulf of Corinth. *Estuarine and Coastal Marine Science*, vol. 1, p. 195-202.— HENDERSHOTT (M. C.) et RIZZOLI (P.), 1976. The winter circulation of the Adriatic Sea. *Deep-Sea Res.*, vol. 23, p. 353-370.

qui bénéficient tous d'un renouvellement, mais selon des processus autonomes qui leur donnent des caractères hydrologiques numériquement différents les uns des autres.

La Mer Adriatique elle aussi connaît un renouvellement profond hivernal. On le savait déjà, mais les observations américano-italiennes de la saison froide 1965-1966 le précisent (elles n'avaient paru dans le volume du symposium mentionné que sous la forme d'un bref résumé sans figures). Une violente et soudaine invasion d'air froid et sec d'Asie Centrale en janvier 1966 a provoqué une évaporation extrêmement rapide, qui a entraîné un retourment de la colonne d'eau adriatique. Toutes les modifications de température et de densité à l'intérieur du bassin ont été dominées par les flux thermiques superficiels. En outre, ces flux thermiques, plus les apports d'eau douce (essentiellement du Pô), provoquent un écoulement en sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'Adriatique septentrionale, avec un transfert de 400 000 m³/s. Cet écoulement est fermé sur lui-même à cause de la topographie du fond ; les échanges avec l'Adriatique méridionale sont d'importance secondaire.

Une étude de la Mer Baltique.

C'est une étude très complète de la Mer Baltique qui vient d'être publiée à Vilnius (Vilna) sous la direction de Gudelis et Emelyanov (4), et il serait dommage que l'ignorance du russe empêche sa diffusion en Occident. En effet, les figures sont au nombre de 145, et au moyen d'un effort de traduction de leurs légendes et de quelques titres et tableaux on peut prendre connaissance de l'ensemble (il y a un petit résumé anglais, mais il est, à notre avis, insuffisamment informatif).

L'ouvrage embrasse largement le sujet dans ses aspects géomorphologiques, géologiques, hydrologiques, sédimentologiques ; ce sont ces derniers qui donnent lieu aux plus longs développements. Bien que la bibliographie utilisée soit volumineuse, ce n'est pas qu'une compilation, car des travaux de recherche récents de navires soviétiques sont mis en œuvre (profils et prélèvements). Mais c'est à titre de synthèse qu'on utilisera surtout ce volume, du fait de sa couverture globale des faits et phénomènes. Mentionnons notamment une carte géomorphologique du fond de la mer (p. 29), avec une classification assez différenciée ; une autre carte, morphogénétique, des types de relief du fond (p. 32) ; une carte géologique (p. 41), avec description des systèmes, du Précambrien au Paléogène ; une autre des isopaques des terrains quaternaires (p. 60), avec extension aux terres émergées adjacentes en Pologne et en U.R.S.S. ; des coupes géologiques à travers la mer (p. 74) ; l'isostasie post-glaciaire, bien entendu (p. 92-93) ; les stades de retrait glaciaire, de Brandebourg à la Salpausselka (p. 97), avec les lacs associés (p. 98). Les données climatiques résumées sont là aussi (p. 121), et l'hydrologie marine (p. 132-134). La morphologie littorale est expédiée assez rapidement (p. 141-158), mais en revanche la sédimentologie fait l'objet de traitements très précis et circonstanciés, occupant plus de la moitié du livre. On verra en particulier la carte des types de matériaux des eaux de surface (p. 168) ; les teneurs des eaux en diverses substances : fer, alumine, titane, etc. (p. 173 sq) ; puis les sédiments de fond, pour lesquels nous recommandons les figures des pages 187, 194, 195, 197 et 204 pour les granulométries : matériaux grossiers, sableux, aleuritiques (entre 0,1 et 0,01 mm) et pélitiques (en dessous de 0,01 mm). La pétrographie des

(4) GUDELIS (V.) et EMELYANOV (E.), 1976. *Geologyia Baltiskogo Moria*. Vilnius, éditions Moksas, 383 p., 145 fig.

matériaux grossiers apparaît p. 219. On verra aussi les teneurs en carbonates et diverses autres substances, globalement (p. 262 et suivantes) et par tailles.

Pour s'en tenir à un seul résultat essentiel, on dira que les sédiments de fond ont une forte tendance à refléter, dans leur composition minéralogique, les roches en place sous-jacentes. Ceci est spécialement vrai des aleurites dans leur fraction grossière (p. 238). Assurément, les matériaux cristallins issus des roches du bouclier fennoscandique ont été diffusés (directions de diffusion p. 214), mais dans les grandes lignes il y a conformité avec le souillage local.

Cet aperçu ne donne qu'une petite idée de la richesse d'informations du volume.

Une étude des côtes estoniennes.

Kaarel Orviku, morphologue littoral estonien de grande valeur, a écrit une description d'une grande partie des côtes de son pays (5). L'ouvrage est en russe, mais un résumé anglais assez substantiel, avec renvois aux illustrations typiques, permet d'en saisir l'essentiel, sinon toutes les nuances.

La région décrite est la côte du Nord-Ouest de l'Estonie, de Pärnu à Aseri, avec les îles de l'archipel ouest-estonien. Cette côte est taillée dans des roches allant du Cambrien au Silurien, avec une couverture de till quaternaire peu épais et discontinu. La morphologie glaciaire continentale est peu diversifiée. Le soulèvement isostatique est de 2 à 3 mm par an : il a évidemment joué un grand rôle. Bien que l'on soit en Mer Baltique, les oscillations du niveau marin ne sont pas à négliger : à Pärnu, de 1924 à 1928 elles ont atteint jusqu'à 145 cm au-dessus du zéro, et jusqu'à 50 cm en dessous. Même en cette mer sans marées, on peut donc parler de niveaux de haute et de basse mer. Les conditions climatiques sont également définies avec soin. Les photographies, sur papier couché, sont nombreuses, et de belle qualité à l'inverse de la majorité des ouvrages soviétiques.

Il s'agit d'une côte très variée dans le détail, et l'auteur la classe en types et sous-types dans lesquels on pourra trouver des éléments utilisables en morphologie littorale générale. Les cinq grands types sont : les côtes morainiques, les côtes dans les roches paléozoïques, les côtes construites à galets, celles de sable, et celles vaseuses.

Les côtes morainiques sont souvent plates, avec un tracé très irrégulier. Il y a aussi des côtes morainiques à falaises, certaines n'étant attaquées que lors des niveaux de haute mer (voir plus haut pour cette notion). Les plates-formes d'abrasion dans le till portent souvent des pavages protecteurs de blocs et de galets glaciaires. Par endroits, de gros blocs sont empilés en haut de l'estran par les glaces poussées par les tempêtes : ceci est donc un cas zonal de côte à hiver froid.

Les côtes dans les roches paléozoïques offrent toute une gamme d'influences lithologiques, bien illustrées par photographies. Les falaises sont surtout développées dans le fameux glint. Certaines peuvent avoir 20 m de haut ou plus, dans des grès et dans des calcaires. On peut voir de bons exemples de chutes de dalles à partir de stratifications horizontales sapées à leur base ; les joints verticaux jouent aussi un rôle.

Des côtes d'accumulation, celles à galets sont les plus répandues et les plus diverses. L'auteur donne des descriptions illustrées de flèches à crêtes

(5) ORVIKU (K.), 1974. *Morskie berega Estonii* (les côtes marines d'Estonie). Institut de Géologie de l'Académie des Sciences d'Estonie, Tallinn, 112 p., en russe, nombreuses figures et photos, résumé estonien de 2 p., résumé anglais de 6 p.

multiples successives, généralement peu épaisses et reposant sur une plate-forme d'abrasion, avec ou sans migration latérale. Les figurations morphodynamiques sont expressives, du genre de celles qu'on trouve dans les ouvrages de Zenkovich et de Leontyev.

Les côtes sableuses sont peu répandues. Elles consistent en plages étroites (pas plus de 15 m) et de faible épaisseur comme celles à galets. Quelquefois, elles s'accompagnent de petites étendues dunaires. Elles peuvent comporter deux ou trois rides pré-littorales, qui émergent lors des bas niveaux de la mer en laissant des lagunes intercalaires (une bonne photo).

Enfin, les côtes vaseuses sont rares. Il s'agit d'ailleurs de silt et non d'argile ; d'après les photos, ce n'est pas franchement ce qu'on appelle de la vase. Ces estrans, assez larges, peuvent être semés de blocs morainiques.

Pour apprécier tout ceci, il ne faut pas oublier qu'il s'agit d'une côte d'émission isostatique.

Il serait souhaitable que cet ouvrage d'un chercheur intelligent, dynamique mais trop modeste soit largement connu dans les pays occidentaux, et pratiqué dans le détail par ceux qui lisent le russe.

Un cas de sédimentation estuarienne avec renversement saisonnier.

Nous avons déjà signalé, dans la chronique de 1967, p. 116-117, les modifications saisonnières qui se produisent dans le régime sédimentaire de l'estuaire de la Yaquina, sur la côte de l'Oregon. Voici un autre cas intéressant dans la même région (6). La rivière Sixes, dans le Sud-Ouest de l'Oregon, n'a qu'un débit estival de 2 m³/s. En cette saison, la vitesse du courant de flot près du fond dans l'estuaire est beaucoup plus grande que celle du courant de jusant. Il en résulte qu'en amont d'un seuil sédimentaire qui se forme à l'entrée, il se produit alors une accumulation nette de sédiments d'origine marine. En hiver, au contraire, le débit fluvial lors des crues peut atteindre plus de 400 m³/s. Le courant fluvial érode alors le seuil sédimentaire, qui ne peut plus jouer son rôle estival de trappe, et des sédiments fins d'origine mixte, fluviale et marine, sont entraînés hors de l'estuaire, dont le fond reste tapissé de gravier.

On joindra ceci aux données, maintenant très nombreuses, dont on dispose tant en Europe du Nord-Ouest que sur les côtes pacifiques et atlantiques des États-Unis sur le régime sédimentaire des estuaires.

Creusements et remblaiements eustatiques ou climatiques au Quaternaire : le cas de la région de la Vallée Flamande.

C'est une chose toujours difficile à décider, si, pendant une période froide, c'est le climat qui l'emporte et qui détermine un remblaiement par excès de charge, ou si c'est la régression marine qui l'emporte en entraînant un creusement. Dans les régions amont, le premier cas a toutes chances de se réaliser. Mais dans les régions aval ? Pour ces dernières, les minutieux travaux effectués dans la région de la Vallée Flamande aux abords de Gand et de Bruges apportent une réponse, au reste complexe (7).

(6) BOGGS (S., Jr.) et JONES (C. A.), 1976. Seasonal reversal of floodtide dominant sediment transport in a small Oregon estuary. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 419-426.

(7) DE MOOR (G.) et I. HEYSE, 1974. Litostratigrafie van de kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de Rustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noordwest-België. *Natuurwet. Tijdschr.*, vol. 56, p. 85-109. — DE MOOR (G.), 1974. De afzetting van Dendermonde en haar betekenis voor de jongkwartaire evolutie van de Vlaamse Vallei. *Ibid.*, p. 45-75. — VANDENBERGHE (J.), VANDENBERGHE (N.) et GULLENTOPS (F.), 1974. Late Pleistocene and Holocene in the neighbourhood of Brugge. *Med. Kon. Akad. Wetensch. Lett. Schone Kunsten België*, Klasse Wet., XXXVI, 3, 77 p.

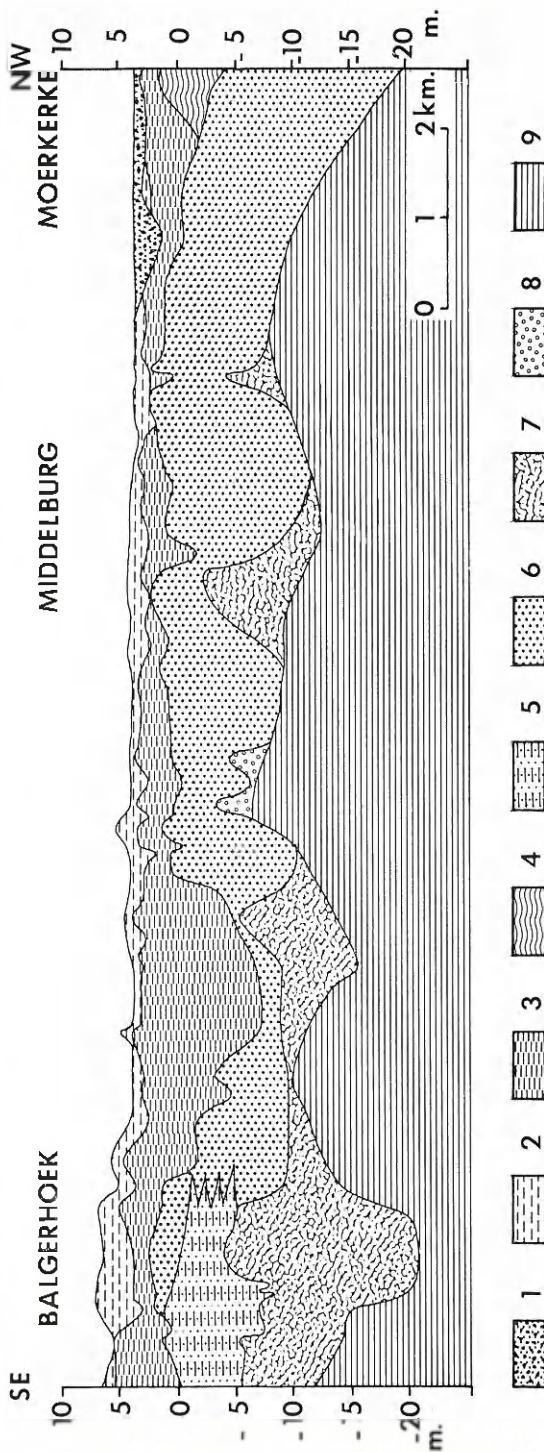


FIG. 2. — Coupe entre la Vallée Flamande et les polders au Nord de Gand et de Bruges (simplifiée d'après DE MOOR et HEYSE, 1974).

1 : Dunkerque : marin post-atlantique. 2 : Maldegem : nivéo-solien néowürmien.
 3 : Eeklo : plénioglaciaire würmien. 4 : Damme : cône de déjection éowürmien.
 5 : Oostwinkel : faciès fluvio-marin éémien. 6 : Kaprijke-Moerkerke : faciès marin
 éémien. 7 : Addegem : Addegem : fluviopériglaciale Riss II. 8 : Zoetendaal : cône de déjection
 Riss I. 9 : Tertiaire.

Dans la Vallée Flamande (dépression dans le Tertiaire remblayé) et sa zone de transition avec les polders de Zeebrugge, on constate que le substratum tertiaire, formé ici de Panisélien, Lédién et Bartonien, a été fortement raviné à plusieurs reprises pendant le Pléistocène (fig. 2). Il l'a été avant chacune des formations de Zoetendale et d'Adegem, qui représentent dans ces ravinements des remblaiements continentaux de Riss I et de Riss II. Puis le tout a été à nouveau entaillé avant le remblaiement, cette fois marin, de la transgression éémienne du dernier interglaciaire, qui culmine à + 2,50 m et passe à l'amont latéralement à la formation fluvio-marine de Oostwinkel. Le remblaiement éémien a été entaillé à son tour, puis se sont déposés les sédiments continentaux des différents stades de Würm (couches de Damme, d'Eeklo et de Maldegem), et c'est enfin sur une légère entaille de ces derniers que l'on trouve les couches marines de Dunkerque, d'âge holocène post-atlantique. Outre la région représentée sur notre figure, cette succession se retrouve pour l'essentiel aux environs, notamment à Dendermonde, et à Overmere où nous avons pu la visiter. Elle n'est donc pas strictement locale.

On a donc ici, d'une part des remblaiements climatiques continentaux de Riss et de Würm, d'autre part des remblaiements eustatiques marins de Eem et de Dunkerque. Quant aux creusements, ils se sont produits dans les périodes de transition, c'est-à-dire avant le Riss I, entre le Riss II et l'Eemien, entre l'Eemien et l'Eowürm, et après le Néowürm (fin du Tardiglaciaire et début de l'Holocène). Ces incisions se sont faites à des moments où le niveau marin était déjà bas (début de régression) ou bien où il l'était encore (début de transgression), et en l'absence de permafrost qui n'a régné qu'à la culmination des périodes froides. Pendant les creusements, le déblaiement a été plus ou moins prononcé selon les cas. Il a été beaucoup plus faible entre le Würm et l'Holocène qu'entre le Riss et l'Eem, de sorte que la transgression hologène (flandro-dunkerquienne) a pénétré beaucoup moins loin dans la Vallée Flamande que la transgression de l'Eem.

Voilà donc la réponse des Flamands à la question posée. Elle n'est pas la seule de son espèce. Maints autres pensent que les périodes de transition peuvent avoir des effets morphologiques essentiels.

Sur le haut niveau marin de 35 000 BP.

B. G. Thom, de l'Université Nationale Australienne à Canberra, a écrit sur ce sujet un mémoire très circonstancié (8). Après un examen critique d'une volumineuse bibliographie, il conclut à la possibilité d'un relèvement du niveau marin vers cette époque (à 10 000 ans près), jusqu'à l'altitude de 30 mètres en dessous du présent niveau, ou même plus haut ; mais très probablement pas au-dessus de — 10. Il ne s'agit cependant, pour Thom, que d'une possibilité, fondée sur un certain nombre de radio-datations, avec le degré d'incertitude que cela implique, et les précautions qu'il faut prendre. Il ne faut pas se dissimuler que les données climatiques relatives à la dernière glaciation n'indiquent pas du tout d'interstadés chauds d'une intensité et d'une durée comparables à ce qui existe actuellement, ni à ce qui a existé avant 60 000 BP : sauf peut-être en Sibérie, où la végétation paraît témoigner de conditions nettement chaudes vers 30 000. De leur côté, les courbes de paléotempératures des carottes océaniques sont peu compatibles avec un interstade véritablement chaud entre 30 000 et 40 000 BP. Autrement dit, les interstadés de Würm ne sont pas contestés, mais ils paraissent insuf-

(8) THOM (B. G.), 1973. The dilemma of high interstadial sea levels during the last glaciation. *Progress in Geography, International Reviews of Current Research*, vol. 5, p. 170-246.

fisants pour avoir eu un tel effet eustatique. Des reculs interstadiaux d'ampleur suffisante des glaciers européen et nord-américain sont peu probables.

Une autre possibilité explicative est celle d'une réduction temporaire considérable du glacier antarctique, qui, ajoutée à des réductions des deux autres grands glaciers régionaux, arriverait à expliquer une remontée marine de 90 à 100 mètres. On a ainsi envisagé de sortes de débâcles antarctiques gigantesques, mais sans en apporter de preuve.

Enfin, on a fait aussi appel à l'éventualité de changements tectono-eustatiques, c'est-à-dire de modifications des cuvettes océaniques provoquant une transgression. Mais en ce cas, pourquoi la transgression aurait-elle été si éphémère ?

Même si les causes sont fort hypothétiques ou discutables, une cumulation de deux ou plusieurs n'est pas à écarter ; et même si les faits n'apportent pas d'évidences irréfutables, ils constituent tout de même une masse de documents impressionnante. Au total, le haut niveau marin et 35 000 ± 10 000 BP, à une assez nette distance en dessous de l'actuel, se présente avec une assez bonne vraisemblance, sans plus.

Des datations franco-monégasques plus récentes que le mémoire de Thom sont loin d'apporter des éléments péremptoires (9). Sur la côte du Roussillon, on trouve le niveau de 33 000 BP à — 100 m, et celui de 27 000 BP à — 40 m ; alors que dans la région d'Aigues-Mortes, le niveau actuel de 0 m est atteint à 28 000-30 000 BP, d'après le même laboratoire. Cela laisse un peu songeur.

Milieux récifaux.

Le plus gros morceau à signaler en ce domaine est la thèse d'Etat de Coudray sur la Nouvelle-Calédonie (10). Les 143 premières pages concernent le Néogène, et nous n'en parlons pas ici, mais le reste de l'ouvrage est d'un intérêt hors pair du point de vue récifal, puisqu'il exploite en détail le forage du Grand Ténia dans la barrière calédonienne. Nous avons donné dans la chronique de 1969, p. 102, les premiers résultats de ce forage, également d'après Coudray. Rappelons que le socle y a été atteint à 225 m de profondeur. La chronologie des formations traversées n'a pas pu être aussi détaillée qu'on l'eût souhaité, et l'auteur n'en est absolument pas responsable : d'une part, la paléontologie est d'un secours assez faible, puisque toute la colonne sédimentaire est quaternaire, et par conséquent beaucoup moins différenciée faunistiquement que celle de grands forages des îles Marshall où l'on atteint la base du Tertiaire ; d'autre part, et inversement, le récif est assez vieux pour que, dès la profondeur de 19 m, on arrive à plus de 250 000 BP et par conséquent on dépasse les possibilités de datation radiométrique par le Thorium-Uranium. Il est vrai qu'on peut envisager d'aller maintenant plus loin avec l'Hélium-Uranium (chronique de 1975, p. 159) ; mais on n'en est encore là qu'aux prodromes. Quoi qu'il en soit, Coudray propose, avec les données récentes, une interprétation très intéressante du forage, avec quatre complexes récifaux superposés correspondant à quatre pulsations majeures transgressives (p. 181-183). Les corrélations avec la chronologie générale du Quaternaire (p. 225) restent toutefois hypothétiques.

(9) LABEVRIE (J.), LALOU (C.), MONACO (A.), THOMMERET (J.), 1976. Chronologie des niveaux eustatiques de la côte du Roussillon de —33 000 BP à nos jours. *C. R. Ac. Sc.*, vol. 282, série D, p. 349-352. — BAZILE (F.), RENAULT-MISKOVSKY (J.), THOMMERET (J.), 1976. Sur la présence d'un niveau littoral du Würm récent (Würm III) dans la région d'Aigues-Mortes (Gard). *Ibid.*, p. 1149-1150.

(10) COUDRAY (J.), 1975. *Recherches sur le Néogène et le Quaternaire marins de la Nouvelle-Calédonie*. Thèse d'Etat Montpellier, 1 vol. multigraphié, 321 + 41 p., 42 pl. photos, 74 fig.

Une autre partie consacrée aux éolianites de la baie de Saint-Vincent, proche du Grand Temia, mérite aussi de grands éloges. Ces formations, qui sont indiscutablement de régression, sont elles aussi d'un haut intérêt pour l'évolution générale de ce milieu récifal. Une datation C14 supérieure à 30 000 BP a été obtenue, ce qui laisse quand même une marge d'incertitude. Quant à la signification paléoclimatique de ces éolianites, l'auteur a raison de pencher pour un climat subméditerranéen, à saison sèche assez marquée. D'autres ont d'ailleurs déjà dit que la Nouvelle-Calédonie avait, même aujourd'hui, certaines affinités méditerranéennes en sa partie Sud-Ouest, en dépit de la répartition saisonnière des précipitations.

Mais il faut conclure sur l'heureux achèvement de l'étude minutieuse du seul grand forage qui ait jamais été fait dans une barrière, les autres ayant tous été faits dans des atolls.

A l'ORSTOM de Nouméa, donc également en Nouvelle-Calédonie, F. Dugas s'occupe de la sédimentation littorale et lagunaire actuelle depuis plusieurs années maintenant. Il a porté son effort sur la baie de Saint-Vincent et la partie sud du lagon, où la Mission Singer-Polignac avait déjà opéré, mais où il restait encore beaucoup à faire (11). Dans ces ensembles, qui vont au Sud-Est jusqu'au Canal de la Havannah, on peut voir les influences respectives de la terre émergée et des organismes marins à test calcaire dans la sédimentation. Comme on pouvait le présumer, les dépôts d'origine continentale prédominante, et qui sont aussi les plus fins, se rencontrent dans les parties les plus internes des baies : Baie du Nord et Baie Inaccessible pour la baie de Saint-Vincent ; Baies du Carénage et de Prony pour le Sud-Est. Dans les parties plus ouvertes, la sédimentation récifale au sens large (corail et commensaux) est prépondérante. Ceci permet d'étendre les conclusions que nous avons nous-même formulées en 1965 et 1969 pour les régions récifales calédoniennes et autres.

Un article général sur les doubles et multiples barrières (12) montre que ce type morphologique, peu fréquent certes à côté des barrières simples, n'est pas si rare qu'on le croit d'habitude. Après l'analyse des cas connus, cinq conditions favorables sont énoncées : fort marnage, larges passes dans la barrière externe, large lagon créateur de grand fetch, lagon allongé dans le sens du vent dominant, courants entrant dans le lagon : le tout favorisant la croissance récifale dans le lagon. C'est surtout pour les doubles barrières de Nouvelle-Géorgie (îles Salomon) qu'une ou des explications restent à trouver.

Une étude détaillée du récif frangeant de Sainte-Croix (Antilles) (13), fort bien illustrée, montre que, dans ses parties les plus caractéristiques, ce récif comprend, de la côte vers le large, un cheval d'embarcations sableux de 1 à 2 m de profondeur ; une crête algaire à fleur d'eau ; un « pré-récif » à *Acropora palmata* à une profondeur allant jusqu'à 13 m ; plus bas, une nouvelle étendue sableuse ; enfin, un fond dur à *Meandrina* à 20-25 m. Une attention particulière est portée à la crête algaire, formée surtout de *Lithophyllum* et de *Porolithon*, où la croissance prend la forme d'arcs coalescents nommés *boilers* (la mer y brise en bouillonnant) dont la bordure est saillante au-dessus du centre. Cette crête algaire est comparée à celles

(11) DUGAS (F.), 1974. La sédimentation en baie de Saint-Vincent (côte ouest de la Nouvelle-Calédonie). *Cahiers ORSTOM, sér. Géol.*, vol. 6, 1, p. 41-62. — Id., 1974. Les faciès littoraux du Pléistocène à l'Actuel en Baie de Saint-Vincent. *Ibid.*, p. 63-66. — Id., 1973. La sédimentation dans le Sud du lagon de la Nouvelle-Calédonie. ORSTOM Nouméa, 1 brochure de 13 p., cartes h. t.

(12) GUILCHER (A.), 1976. Double and multiple barrier reefs in the world. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis* (Torun, Polonia), vol. VIII, sectio C (Geographia et Geologia), 4-6 (Problemy geografii fizycznej : Mélanges Galon), p. 85-99.

(13) ADEV (W. H.), 1975. The algal ridges and coral reefs of St-Croix : their structure and Holocene development. *Atoll Res. Bull.*, n° 187, 67 p., nombreuses figures.

décrivées antérieurement dans le Pacifique. Des forages ont été faits, des datations obtenues, et il est conclu que la construction est holocène, débutant entre 7000 et 4500 BP ; qu'elle s'est faite sur une plate-forme pléistocène située à 13-18 m de profondeur actuelle ; que le premier faciès corallien a été composé de *Montastrea* et de *Diploria*, auxquels ont succédé 4 à 10 m d'*Acropora palmata*, le principal corail d'eau peu profonde des Caraïbes orientales. Ce récif a ensuite été recouvert dans sa partie interne par les algues calcaires à croissance rapide qui se sont développées entre 5000 et 2000 BP. La crête ne forme un vrai barrage devant le chenal d'embarcations que depuis 300 à 500 ans, du moins à Boiler Bay, l'endroit le plus étudié. Mais le récif immergé en avant poursuit son développement en hauteur, et, si le niveau marin restait ce qu'il est pendant encore 5000 à 6000 ans, l'actuelle crête algaire serait bloquée par une autre crête en avant, et serait progressivement rongée par les êtres perforants et broutants qui l'emporteraient sur l'édition.

En un autre article plus général consacré à l'ensemble des récifs des Caraïbes orientales (14), le même auteur et un associé décrivent de façon plus sommaire d'autres ensembles qu'ils ont étudiés moins en détail, notamment avec forages à Antigua, la Martinique et la Guadeloupe (ces deux dernières ayant fait aussi l'objet d'investigations de chercheurs français non encore publiées). La Guadeloupe et la Martinique ont en effet des récifs barrières, avec crête algaire bien développée à la seconde, moins à la première au Grand Cul-de-sac Marin où est la barrière, mais fort bien dans l'Est de la Grande-Terre, de Marie-Galante et de la Désirade où il n'y a pas de barrière. D'autres récifs encore sont caractérisés. Il est conclu que, là où une plate-forme pléistocène existait à moins de 10-12 m de profondeur actuelle, les biohermes holocènes ont eu tout le temps de se développer pleinement (ce qui implique une croissance rapide) ; que là où la profondeur est de 10 à 20 m, la formation est en cours ; avec plus de 20 m, elle n'a pas encore pu atteindre une eau très peu profonde.

Dans le fameux récif soulevé à gradins de la presqu'île Huon, en Nouvelle-Guinée (chronique de 1975, p. 156), un élément holocène n'émerge pas de moins de 12 m, sa base étant datée d'entre 6600 et 9400 BP selon les méthodes. La vitesse de croissance moyenne y a été de 4,70 m par 1000 ans, alors que sur les récifs vivant aujourd'hui en avant, la croissance est très faible (15).

Depuis quelques années, les Russes se sont lancés eux aussi dans les études récifales. Un recueil (16) donne un échantillonnage de leurs travaux. Ceux-ci portent sur Cuba, et sur plusieurs ensembles du Pacifique (Nouvelle-Guinée, Nauru, Nouvelles-Hébrides, Funafuti, etc...) visités en 1971 par une grande croisière du *Dmitri Mendeléev*, à laquelle l'auteur de ces lignes avait été convié à participer, et qui a donné lieu à une publication particulière (17) à laquelle ont contribué Kaplin, Leontyev, Medvedev, Nikiforov, Agadjanian, Voronov et Ignatiev. On pourra voir notamment ce qui est dit de Nauru et de Funafuti. Quant aux études sur Cuba, elles concernent, outre les récifs, le socle insulaire de l'île. Ces travaux préliminaires, jusqu'ici plus poussés dans le détail à Cuba que dans le Pacifique, sont une occasion pour les chercheurs soviétiques d'appliquer l'esprit de synthèse et le goût des

(14) ADEY (W. H.) et BURKE (R.), 1976. Holocene bioherms (algal ridges and bank-barrier reefs) of the eastern Caribbean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 95-109.

(15) CHAPPELL (J.) et POLACH (H. A.), 1976. Holocene sea-level change and coral-reef growth at Huon peninsula, Papua-New Guinea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 235-240.

(16) *Insular Shelves of the tropical Ocean*. As. Sc. USSR, Shirshov Inst. of Oceanology, Moscou, 1975, 215 p. (en russe, courts résumés anglais).

(17) *Géographie des atolls de la partie Sud-Ouest de l'Océan Pacifique*. Éditions Science, Moscou, 1973, 1 vol., 140 p. (en russe, sans résumé dans une autre langue).

études comparatives qui les caractérisent. Les moyens à la mer dont ils disposent, ainsi que le nombre et la qualité des hommes, font bien augurer de la suite de ces travaux.

On a précisé les effets d'un récif frangeant sur la houle et les courants par des études au Grand Cayman (Caraïbes) et à Barbade (18). Les vagues et les courants sont très amortis par frottement, du fait de l'extrême rugosité du récif, et notamment, comme on l'avait déjà dit auparavant, par les structures en éperons et sillons. La hauteur de la houle est réduite de 20 % sur une distance de 400 m devant le front du récif ; les vagues réduites induisent une circulation de lagon qui se reflète dans la répartition des sédiments. Les courants sur le « fore-reef » (entre la crête du récif et la pente externe rapide) ont une périodicité diurne en rapport avec la marée ; ils sont faibles mais très variables dans la partie peu profonde. Ils s'atténuent d'environ 30 % sur le fore-reef par rapport à l'extérieur.

Les recherches se continuent sur les récifs des Mascareignes (19). La transgression holocène y aurait eu une vitesse décroissante, comme on le pense en général, mais avec un début précoce dont la cause apparaît mal. A Maurice, la pente sous-marine au vent présente une structure à éperons et sillons dans le corail jusqu'à 15 m, puis des éperons et sillons dans le socle volcanique jusqu'à 30 m ; ensuite, une dalle volcanique à revêtement organogène. Les constructions sont pelliculaires.

Un travail d'intérêt très général est la terminologie récifale indo-pacifique, qui a été élaborée par un groupe de 24 spécialistes français appartenant à 14 laboratoires, au cours de réunions de travail à Marseille et à Paris (20). Illustrée de très nombreuses figures au trait et photographies, luxueusement présentée, cette publication comprend les équivalents anglais et allemands des termes français cités et définis. Elle devra figurer dans toutes les bibliothèques de géomorphologie, géologie et biologie marines.

La sédimentation et les sédiments dans l'Atlantique et la Méditerranée.

Sur ce vaste sujet ont paru en 1975 deux gros volumes en russe, avec résumés anglais, substantiel en l'un, trop court dans l'autre (21). Comme maints autres travaux soviétiques contemporains dans les domaines de la géographie des mers au sens large, ils constituent une synthèse mettant en œuvre une énorme masse de matériaux de toutes provenances nationales : ce qui n'est possible qu'avec des équipes très nombreuses de traducteurs, techniciens de laboratoire et cartographes aux noms inconnus, homologues de ces méticuleux, habiles et modestes artisans et artistes qui refont, millimètre par millimètre, les trésors d'art russe (et polonais !) ravagés pendant la dernière guerre. Lisitsyn est le maître d'œuvre, Emelyanov l'est presque autant, mais il faudrait mentionner aussi Ilyin, Bogdanov, Maksi-

(18) ROBERTS (H. H.), MURRAY (S. P.) et SUHAYDA (J. N.), 1975. Physical processes in a fringing reef system. *J. Mar. Res.*, vol. 33, p. 233-260.

(19) MONTAGGIONI (L.), 1976. Holocene Submergence on Réunion Island (Indian Ocean). *Ann. South Afr. Mus.*, vol. 71, p. 69-75. — FAURE (G.) et MONTAGGIONI (L.), 1976. Les récifs coralliens au vent de l'île Maurice : géomorphologie et bionomie de la pente externe. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. M9-M16.

(20) BATTISTINI (R.) et al., 1975. Éléments de terminologie récifale indo-pacifique. *Téthys*, vol. 7, 1, 111 p., avant-propos de J. M. PÉRÉS, préface de A. GUILCHER.

(21) LISITSYN (A. P.), auteur principal, 1975. *Types of bottom sediments of the Atlantic Ocean. Oceanological researches*, Kaliningrad, 579 p., 165 fig. — ID., 1975. *Sedimentation in the Atlantic Ocean*. *Ibid.*, 462 p., 175 fig. Résumé anglais de 10 p. dans le premier, de 2 p. dans le second.

mov, etc. Bien qu'abondamment illustrés, les volumes doivent se lire en ayant sous les yeux la série de très belles cartes de l'Atlantique en couleurs à 1 : 20 000 000, publiée à Moscou en 1969 par le Comité Interdépartemental de Géophysique de l'Académie des Sciences de l'URSS, et qui concernent la granulométrie (plusieurs feuilles), la calcimétrie, la classification des types de sédiments, la géomorphologie et l'histoire de la recherche soviétique et extra-soviétique (les légendes, détaillées, ne sont qu'en russe ; on doit les traduire).

En bref, le contenu des deux volumes est le suivant. Le premier traite des sédiments par chapitres granulométriques (blocs et graviers, sables, silts grossiers, etc.), l'exposé à l'intérieur de chaque chapitre étant zonal : zones glaciaires, tempérées humides, arides, équatoriale. Le second volume traite des matières en suspension (répartition régionale et composition) fait en 90 pages l'historique de la recherche en remontant jusqu'avant le premier *Challenger* (les Grecs, les Romains, Eriksson, Henri le Navigateur...), et consacre 115 pages aux sédiments de fond de la Méditerranée, qui, par conséquent, est incluse en détail. Les autres mers bordières sont comprises dans les différents chapitres, comme aussi dans les cartes de 1969.

Il n'est pas question de résumer ici un tel travail de Bénédictins, mais d'en dégager l'idée fondamentale : idée de zonalité, qui est aussi à la base d'une carte mondiale de la vitesse de sédimentation océanique, parue en 1971, due à Lisitsyn, et dont nous avons parlé dans la chronique de 1974, p. 129-130. L'idée apparaît dans le plan même du premier volume (voir plus haut). Étant très géographique, comme beaucoup de ce que font les Russes, elle est de nature à séduire *a priori* les géographes des autres pays. Nous y avons fait en 1974 les objections qui nous paraissaient nécessaires, ce qui ne veut pas dire que nous condamnions l'idée en elle-même. Nos réserves, sans disparaître complètement, sont aujourd'hui moins grandes, à la lumière des nouvelles précisions. Par exemple, le faible taux de sédimentation des zones arides appelait de fortes objections pour les aires d'*upwelling* de l'Est de l'Océan : ces objections sont apaisées par ce qui est dit de la très forte production biogène dans ces aires, et qui accentue sur ce point le texte antérieur. Un fait intéressant, et qu'on pouvait d'ailleurs attendre, est le contraste des minéraux argileux entre la zone équatoriale (prédominance de kaolinite, de montmorillonite et de gibbsite) et les zones glaciales (prédominance d'illite et de chlorite). Les débris sont aussi en moyenne plus grossiers dans les secondes que dans la première, du fait des processus en action. La part de la sédimentogenèse volcanogène est faite ; ce type se limite aux abords des volcans actifs, et les caractéristiques très spéciales des abords du rift médio-océanique sont brièvement dites d'après des investigations récentes (mais l'expédition *Famous* est malheureusement trop contemporaine pour avoir pu être incluse). On pourra se livrer au jeu facile de relever des lacunes bibliographiques ; disons plutôt que c'est à cet égard merveilleux à côté de tant d'ouvrages anglo-saxons confinés dans la littérature de langue anglaise, voire américaine, littérature de grande valeur, certes, mais qui vit trop dans le splendide isolement.

Le socle périarmoricain immergé, d'après J. P. Lefort.

Encore pratiquement inconnu il y a quinze ans (il s'était écoulé un très long laps de temps avant que les recherches pionnières de Dangeard dans les années vingt ne fussent reprises), le socle périarmoricain immergé peut faire maintenant l'objet, pour sa présentation, d'une thèse de doctorat d'Etat accompagnée de cartes précises (22). L'ouvrage est pourtant relativement

(22) LEFORT (J. P.), s. d. (1975). *Le socle périarmoricain : étude géologique et géophysique du socle submergé à l'Ouest de la France*. Thèse d'Etat, Rennes, 217 + 33 p., cartes dans le texte et hors texte.

court, car l'auteur n'a pas voulu y reprendre le détail des articles et notes déjà nombreux qu'il a consacrés au sujet. C'est une synthèse qui sera donc assez aisée à consulter. Elle repose sur 1 016 carottages de roche en place, 76 dragages d'échantillons rocheux, 18 000 km de bandes de sondage, 6 400 km de sismique réflexion, 35 stations de sismique réfraction, et 4 500 km de magnétisme hydroremorqué ; plus les données d'autrui qui ont été mises en œuvre. Cette énumération, à laquelle il faut ajouter la gravimétrique, montre que la thèse a fait appel aux diverses techniques qu'on était en droit d'y attendre. Techniques qui sont d'ailleurs exposées dans une étude critique indispensable. Il était en effet nécessaire de savoir, par exemple, quelle interprétation est donnée des résultats de la sismique réfraction. Celle-ci fournit des vitesses de propagation à travers les roches rencontrées ; mais la signification de ces vitesses n'est pas simple. En principe, elle s'accroît avec la compacité des roches, mais ne donne pas automatiquement leur âge : certains schistes briovériens ont une vitesse de 3 740 m/s, et des ampérites primaires, 2 900, alors qu'il existe, dans le domaine sud-armoricain, du Cénomanien-Turonien à 4 800-5 200 m/s, et des faciès dolomitisés à plus de 6 000. Il faut donc que l'interprétation se fonde sur des choix raisonnés.

Mais ces choix étaient inéluctables, car l'ouvrage ne peut, en une de ses deux parties, se fonder que sur les différentes techniques géophysiques et non aussi sur l'étude directe des roches. En effet, il ne se limite pas au socle immergé en affleurement sous-marin, large de 10 à 60 km à partir de la ligne de rivage, la largeur maximale étant à l'Ouest du Finistère : ceci fait l'objet de la première partie, qui se présente en somme à peu près comme une thèse de géologie classique. Mais la seconde partie, évidemment plus conjecturale mais tout de même indispensable, s'étend à toute la Manche occidentale jusqu'à la Grande-Bretagne, aux « approches occidentales » en Mer Celtique, et au plateau Sud-armoricain jusqu'au sommet de la pente continentale. Dans toute cette aire, le socle est représenté, même là où il est recouvert par des terrains mésozoïques et cénozoïques dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs milliers de mètres. La représentation cartographique interprétative de la géophysique va jusqu'à distinguer le Paléozoïque, le Briovérien, les roches métamorphiques, volcaniques et magnétiques, avec encore quelques subdivisions internes. Dans la présentation, la distinction entre les degrés de probabilité, depuis la certitude jusqu'à l'hypothèse risquée, nous semble avoir toujours été faite de façon judicieuse ; jusqu'à la conclusion, l'auteur a donné différemment l'information matérielle et l'interprétation qui dérive d'elle. D'ailleurs, toute la géologie marine contemporaine en est là, mais ici les choses nous paraissent avoir été très bien faites. Il faut louer l'ensemble de l'appareil cartographique ; pour des raisons financières, les figurés des terrains ne sont pas portés sur la carte géologique principale en quatre feuilles hors texte, ni non plus sur la carte générale p. 166 (fig. 26) qui représente les systèmes géologiques de la couverture immergée. Mais les utilisateurs pourront les colorier eux-mêmes ; ils feront les moines irlandais, comme les utilisateurs de la vieille carte géologique d'Irlande au 63000^e, levée par les Anglais à la fin du XIX^e siècle, et qui reste encore la plus précise pour l'ensemble du pays...

Négligeant les détails en ce compte rendu, disons que deux grands domaines sont distingués : celui de la Manche, et le domaine Sud-armoricain à partir de la baie d'Audierne incluse.

La Manche Occidentale et ses approches comprennent, dans leur partie Nord, le complexe cornique que nous laissons de côté, puis une fosse paléozoïque limitée au SE par un grand occident NE-SW dit Aurigny-Ouessant (et passant, en fait, au Nord de ces deux îles). Cette zone de fracture majeure est présumée être accompagnée de tout un cortège d'ophiolites. Du côté armoricain de ladite fracture, le Paléozoïque est beaucoup plus mince ou

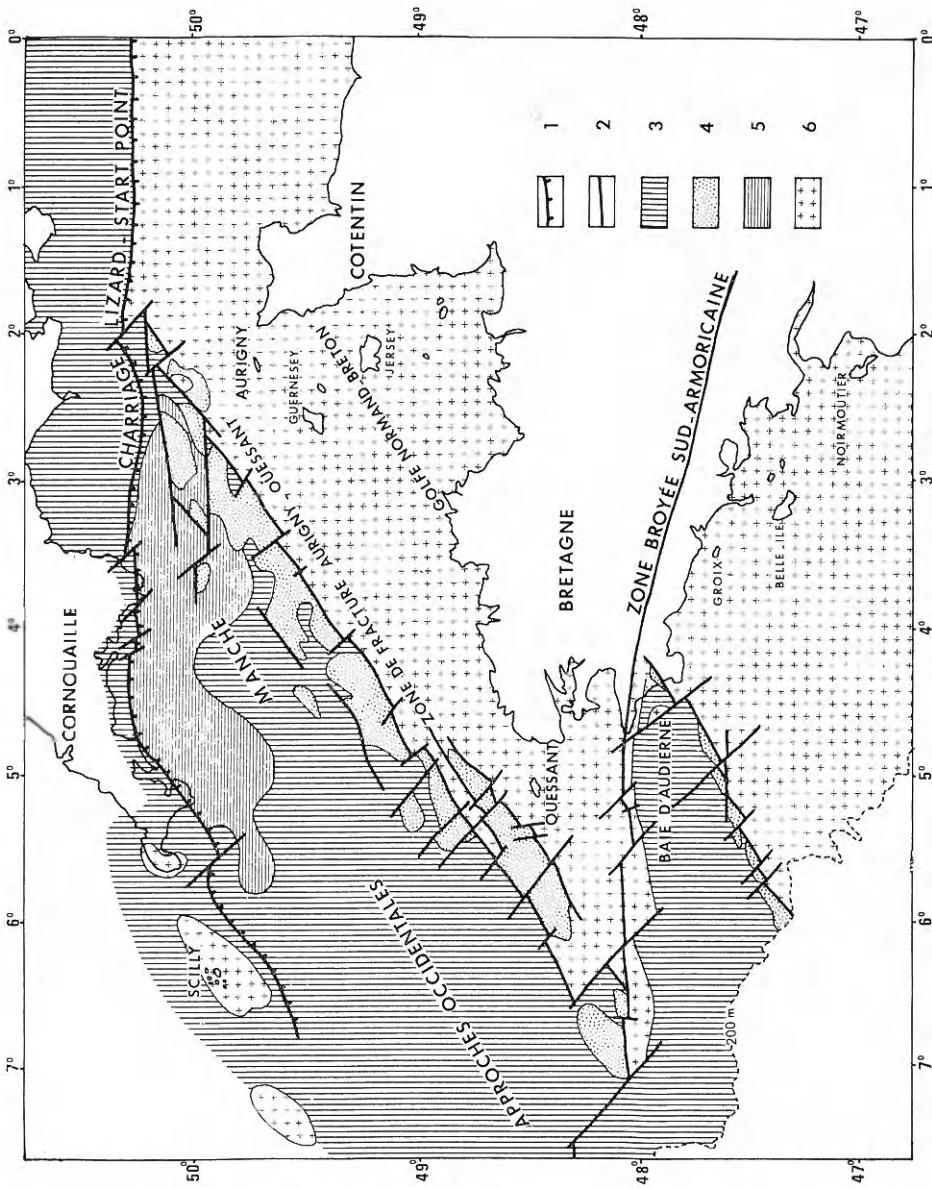


FIG. 3. — Essai de synthèse structurale du socle périarmoricain

(d'après J. P. LEFORT, 1975, un peu simplifié).

1 : charriage, 2 : faille, 3 : épais sédiments paéozoïques, 4 : ophiolites, 5 : complexe charrié Lizard-Start Point, 6 : socle antécambrien avec Paléozoïque peu épais par endroit, et très métamorphisé au SE. Intrusions granitiques diverses.

absent, et comprend surtout du Dévonien : là, dans le Nord de la Bretagne, dans le golfe normand-breton et dans le Sud-Ouest de la Manche (aire domino-normannienne), c'est « un vieux socle pentévrien recouvert de sédiments et de volcanites briovériennes qui ont été métamorphisés lors des deux phases majeures de l'orogenèse cadienne... L'orogenèse hercynienne y a plissé, écaillé et faillé le Paléozoïque, qui se trouve aujourd'hui préservé dans des fonds de synclinaux, des grabens ou des couloirs tectoniques ». Au Sud de cette aire, le synclinorium médian armoricain, dont l'extension en Iroise est maintenant bien connue, est la principale aire paléozoïque, avec un Ordovicien bien constitué.

Le domaine Sud-armoricain est séparé du précédent par la zone broyée Sud-armoricaine, qui, sur terre, part de la baie des Trépassés vers l'ESE, et, en mer, passe vers l'Ouest au Nord de la Chaussée de Sein. En Baie d'Audierne, aire nord-ouest de ce domaine, le métamorphisme est encore peu accusé, et on peut voir, à l'WSW de cette baie, une nouvelle fosse paléozoïque du genre de celle de la Manche Occidentale et de ses approches. Plus au Sud-Est, au large de la Bretagne méridionale, le métamorphisme s'accroît, et il y a là un nouvel ensemble très vieux et très induré. La limite des deux aires méridionales est marquée par une nouvelle série ophiolitique, NE-SW comme celle de la Manche, qui part de la pointe de Penmarc'h vers la pente continentale.

La figure 20 de la p. 134 de l'ouvrage, que nous reproduisons ici (fig. 3) avec quelques simplifications, donne une illustration synthétique de cette conception générale.

Il y a trois grandes directions dans la fracturation : le système N 60-70° (NE-SW), très représenté dans le domaine de la Manche, et dont les fractures Abers-Fromveur et SW Penmarc'h sont de bons exemples ; le système N 90° (W-E) passant à 110° vers le SE, rare en Manche et caractéristique du Sud (rejeux tertiaires sur la façade de la Bretagne méridionale) ; et le système N 130-150° (NW-SE), formé surtout de cisaillements à rejets dextres dont le type est le fameux décrochement Kerforne, et que l'on peut suivre dans les deux domaines, depuis les îles Scilly jusqu'à l'embouchure de la Garonne (dans le SE, il y a interférence avec le second système).

Il y a aussi, bien entendu, des considérations spéculatives sur l'intégration de cette Armorique étendue dans la tectonique de plaques et de subductions, depuis l'« Océan longmyndien » au Protérozoïque, jusqu'à l'ouverture du Golfe de Gascogne (voir figure 21, p. 138-139 de l'ouvrage). Quel que soit leur intérêt, nous n'y pénétrerons pas ici.

Quelles critiques faire à cet ouvrage ? Peut-être, à certains égards, celle d'un esprit d'école géologique. Il est certes bon d'être d'une école si elle est excellente comme c'est le cas, mais il est bon aussi de ne pas se couper des autres au point de ne pas les citer. Nous faisons allusion à Klein, dont les idées sur le développement temporel et le style de la tectonique armoricaine pouvaient être au moins discutées. Cela dit, la thèse de Lefort est un livre essentiel, qui apprend beaucoup, qui fait penser, et qui stimulera la poursuite de la recherche sous-marine périarmoricaine dans laquelle l'auteur fera une belle carrière... à moins qu'il s'en aille naviguer plus loin.

Progrès de la connaissance de la couverture périarmoricaine immergée et côtière.

Le Mésozoïque et le Cénozoïque de la Manche orientale, centrale et occidentale sont de mieux en mieux connus du côté français par les travaux des

géologues de Caen, Rouen, Paris et du B.R.G.M. (23). Dans la partie orientale, l'Éocène est très puissant ; les faciès anglois et parisien s'y imbriquent, et la série stratigraphique, du Thanétien au Bartonien, est précisée. En Manche centrale, le Jurassique est particulièrement tectonisé, mais des mouvements à grand rayon de courbure se sont aussi produits au début de l'Éocène. Là et dans l'Ouest, la tectonique méso et cénozoïque résulte du rejet d'accidents du socle sous-jacent suivant les directions NE-SW, E-W et NW-SE.

Les sédiments estuariens de la vallée de Guindy (Nord de la Bretagne) datent du Pliocène terminal, transgressif en cette région comme en d'autres voisines (24).

Les travaux de thèse de J. P. Auffret, en voie d'achèvement, permettent de donner une image des sédiments meubles de la Manche Orientale du côté français, qui complète celles déjà publiées plus à l'Ouest (25).

Un très curieux problème estposé par le système de vallées fossilisées dans le Pas-de-Calais, découvertes lors des travaux préliminaires du tunnel sous la Manche (26), et dont la plus grande a reçu le nom de Dangeard. Il s'agit de dépressions allongées au profil en long extrêmement irrégulier, qui descendent jusqu'à 170 m sous la surface de la mer, alors que les fonds environnants sont à 35-50 m. La plus grande des dépressions est WNW-ESE, les trois autres y sont perpendiculaires. D'après les analyses polliniques (Morzadec), le remblaiement date de l'interstade de Broerup (Würm), mais le creusement peut naturellement être plus ancien. D'après les auteurs, ce pourraient être des vallées-tunnels sous-glaciaires de la glaciation de Saale pour la vallée WNW-ESE, le glacier venant alors de la Manche, et du stade de Warte pour les autres, le glacier venant alors de la Mer du Nord. L'ouverture du Pas-de-Calais aurait elle-même été liée à ces épisodes, au contraire des idées habituelles (voir chronique de 1976, p. 125-127). Il va sans dire que cette hypothèse de glaciers dans le Pas-de-Calais et même en Manche est loin d'être accueillie favorablement par tout le monde, encore que lesdits auteurs ne soient pas tout à fait les seuls de leur avis. Quoi qu'il en soit, le fait lui-même de ces profondes excavations comblées est indubitable.

G. Delibrias et M. T. Morzadec ont précisé l'évolution flandrienne du Marais de Dol, lieu très favorable pour une telle étude (27).

Sur la façade méridionale du Massif Armorican, Delanoé, Pinot et autres montrent l'existence, dans la baie de Concarneau, d'un fossé tectonique dans le cadre du système de failles Kerforne à rejet tertiaire, ayant permis la

(23) AUFFRET (J. P.), BIGNOT (G.), BLONDEAU (A.), 1975. Géologie du bassin terrier de la Manche orientale au large du Pays de Caux. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 279, p. 169-176. — LARSONNEUR (C.), HORN (B.), AUFFRET (J. P.), HOMMERIL (P.), MOAL (A.), 1975. Géologie de la partie méridionale de la Manche centrale. *Ibid.*, p. 145-153. — AUFFRET (J. P.), 1973. Découverte du Bartonien en Manche orientale. *C. R. Ac. Sc.*, vol. 276, p. 1965-1968. — BOUYSSE (P.), HORN (B.), LEFORT (J. P.), LE LANN (F.), 1974. Tectonique et structures post-paléozoïques en Manche occidentale. *Bull. BRGM* (2^e série), IV, p. 67-71.

(24) MORZADEC-KERFOURN (M. T.), 1975. Le Plio-Quaternaire marin de Pont-Rouz (Côtes-du-Nord). *C. R. Ac. Sc.*, vol. 280, p. 1955-1957.

(25) AUFFRET (J. P.), LARSONNEUR (C.), 1975. Le modèle sédimentaire Manche orientale. *IX^e Congr. Intern. Sédimentologie*, Nice, p. 36-39. — ID., ID. et HOMMERIL (P.), 1975. La Mer de la Manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinentale sous climat tempéré. *Ibid.*, p. 25-32. — HUAULT (M. F.), AUFFRET (J. P.), 1975. Étude de dépôts quaternaires sous-marins en Manche orientale. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, p. 43-49.

(26) DESTOMBES (J. P.), SHEPPARD-THORN (E. R.), REDDING (J. H.) et MORZADEC-KERFOURN (M. T.), 1975. A buried valley system in the Strait of Dover. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 279, p. 243-256.

(27) DELIBRIAS (G.) et MORZADEC-KERFOURN (M. T.), 1975. Évolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien (Ille-et-Vilaine, France). *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, p. 59-70.

conservation de terrains tertiaires de plus de 100 m d'épaisseur. Du Lutétien à l'Aquitaniens, dépôts, déformations tectoniques et aplatissements se sont succédé. Dans la baie de la Vilaine, l'Yprésien a été carotté et défini, et des précisions sont apportées sur la transgression flandrienne (28).

Bancs et rides de sable, et dépressions associées, en Mer Celtique et sur la plate-forme orientale des États-Unis.

Les bancs et rides de sable parallèles qui existent en ces régions, et en d'autres comme la Mer du Nord, ont été maintes fois décrits et interprétés, mais les publications les plus récentes, reposant sur des moyens plus perfectionnés qu'autrefois, valent que l'on revienne sur les problèmes de leur genèse (29).

Dans le Sud-Est de la Mer Celtique comme au large du New Jersey, ces bancs comprennent des séries de dimensions différentes, juxtaposées ou superposées. Bouysse et autres proposent en français (avec équivalents anglais) la terminologie suivante : les taches de sable (sand patches) sont des corps sableux de forme variable, de quelques centaines de mètres de longueur maximale et moins de 2 m de haut ; les rubans sableux (sand ribbons) sont des rides allant jusqu'à 15 km de long, larges de 200 m, et épaisse de quelques centimètres seulement ; les ridens (sand waves) sont des rides ayant jusqu'à 20 m de haut (généralement de 2 à 15 m), espacées jusqu'à 1 km ; les bancs de sable (sand banks) peuvent atteindre 50 à 60 km de long, 5 km de large et 40 m de haut.

Ce sont les bancs et les ridens qui ont été étudiés par Bouysse et autres dans le Sud-Est de la Mer Celtique. Une carte très précise et bien positionnée en est donnée, grâce aux moyens du SHOM (Service Hydrographique français), et la structure des bancs et ridens ainsi que celle de leur soubassement sont connues par sismique-réflexion. Plusieurs nouveaux bancs, parallèles à ceux antérieurement connus, ont été identifiés.

Des résultats très importants sont que ces formes sableuses quaternaires sont édifiées sur une surface d'érosion tronquant le Pliocène (sous lequel le Miocène, le Paléogène et le Crétacé supérieur sont en outre identifiés) ; que cette surface post-pliocène, généralement régulière, est par endroits entaillée de dépressions sub-parallèles aux bancs, c'est-à-dire NNE-SSW et descendant jusqu'à 240 m sous le zéro actuel ; enfin, que lesdites dépressions sont sûrement antérieures à la construction des bancs, car ceux-ci sont par endroits établis juste au-dessus d'elles, par exemple les bancs de la Découverte et Castor. En d'autres endroits, les bancs surmontent la surface d'érosion non tronquée ; mais les dépressions sont toujours fossilisées par une certaine épaisseur de sable quaternaire.

L'interprétation de Bouysse et autres est que, après la phase d'aplatissement (subaérienne ?) post-pliocène, il y a eu creusement des dépressions

(28) DELANOE (Y.), LEHEBEL (L.), MARGEREL (J. P.), PINOT (J. P.), 1975. La baie de Concarneau est un bassin tectonique dans lequel d'épais dépôts du Lutétien supérieur ont été conservés. *C. R. Ac. Sc.*, vol. 281, p. 1947-1950. — DELANOE (Y.), MARGEREL (J. P.), PINOT (J. P.), 1976. En baie de Concarneau, l'Oligocène marin est discordant sur un Éocène... *Ibid.*, vol. 282, p. 29-32. — BOUYSSÉ (P.), CHATEAUNEUF (J. J.), TERS (M.), 1974. Présence d'Yprésien, niveau transgressif et taux de sédimentation flandriens en baie de la Vilaine, *Ibid.*, vol. 279, p. 1421-1424.

(29) BOUYSSÉ (P.), HORN (R.), LAPIERRE (F.), LE LANN (F.), 1976. Étude des grands bancs de sable du Sud-Est de la Mer Celtique. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 261-275. — STUBBLEFIELD (W. L.), SWIFT (D. J. P.), 1976. Ridge development as revealed by sub-bottom profiles on the central New Jersey shelf. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 315-334. — KNEBEL (H. J.) et FOLGER (D. W.), 1976. Large sand waves on the Atlantic outer continental shelf around Wilmington canyon, off eastern United States. *Mar. Geol.*, vol. 22, p. M7-M15.

au Pliéistocène ancien en fonction d'un abaissement du niveau marin à au moins 240 m au-dessous de l'actuel ; fossilisation des dépressions lors d'une transgression ; mise en place des bancs lors de la régression préflandrienne à - 120 m (très faible épaisseur d'eau sur les banes, d'où courants forts et efficaces en eau peu profonde) ; depuis la transgression flandrienne, réduction d'activité des forces marines, celles-ci restant toutefois suffisantes pour façonner des ridens comme ceux de la zone de l'Espérance et du banc de la Chapelle, où règnent, au surplus, des conditions locales favorables.

Cette interprétation est logique. On peut toutefois dire que la régression de 240 m (qui est, au reste, conforme à l'hypothèse de Boillot dans sa thèse de 1964) n'est pas absolument indispensable, et que l'on pourrait peut-être expliquer les dépressions par une érosion sous-marine lors d'une régression jusqu'à 150 ou 200 m seulement (courants renforcés comme dit plus haut) ; car le soubassement pliocène est peu résistant.

Devant le New Jersey, là aussi le positionnement a été excellent, il n'y a pas de bancs de sable de si grand format, mais plutôt des ridens, et des formes plus petites superposées de deux autres générations. Ces ridens de sable, qui sont d'âge holocène supérieur, reposent sur une argile silteuse lagunaire d'âge holocène ancien surmontant elle-même du sable fin pliéistocène. La profondeur régionale n'est que de 20 à 40 m, contre 110 à 170 m dans le cas précédent. Comme dans le Sud-Est de la Mer Celtique, les rides de sable sont accompagnées de dépressions, entaillant l'argile holocène et parfois le sable pliéistocène ; mais ces dépressions, au contraire de la Mer Celtique, ne sont pas fossiles mais actuelles. Pour Stubblefield et Swift, il y a là des formes de construction et d'érosion concomitantes, qui se sont développées dans des conditions sous-marines au cours de la transgression flandrienne, en s'ajustant progressivement, par des modifications continues, à l'approfondissement graduel de la colonne d'eau. Rappelons (chronique de 1975, p. 163) que le même Swift et deux autres auteurs ont déjà proposé en 1973, pour l'ensemble des ridens de la plate-forme entre Long Island et le Cap Hatteras, l'idée de formes relativement anciennes dans les parties les plus profondes, et d'un remodelage lors des tempêtes dans les parties moins profondes. Dans une région plus éloignée de la même plate-forme, proche de la tête du canyon de Wilmington, Knebel et Folger estiment que d'autres « sand waves », d'espacement 2 à 6 km, de longueur 12 à 54 km, et de relief 2 à 6 m, doivent la dissymétrie qu'on y observe à une action hydraulique actuelle périodique, peut-être associée à des tempêtes ou à des écoulements dans la tête du canyon. Il est certain qu'il existe actuellement une tendance très générale à considérer que les sédiments plus ou moins anciens des plates-formes continentales peuvent être remodelés, remis en œuvre, être protériques, amphotériques ou palimpsestes selon la terminologie de McManus (chronique de 1976, p. 151), et ne pas être uniquement reliques. C'est ce qu'on vient aussi de proposer en Grande-Bretagne pour la plate-forme externe des Hébrides, et au Canada pour le banc Hamilton au Labrador (30). Mais cette tendance coexiste avec le maintien de l'affirmation d'une énorme réduction d'efficacité des processus à l'Holocène par rapport au Pliéistocène (voir dans cette chronique, p. 23).

Pour en revenir aux dépressions allongées de la Mer Celtique et de la plate-forme du New Jersey, soulignons leur diversité d'âge, qui paraît certaine au vu des documents produits : comme aussi sont d'âges divers, d'après

(30) FERENTINOS (G. K.), 1976. Sediment distribution and transport processes on the outer continental shelf of the Hebridean Sea. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 41-56. — FILLON (R. H.), 1976. Hamilton Bank, Labrador shelf: postglacial sediment dynamics and paleo-oceanography. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 7-25.

leurs remplissages, les sillons d'érosion entaillant le Crétacé sur la plate-forme continentale de Nouvelle-Écosse (chronique de 1974, p. 117). L'histoire de toutes ces plates-formes a sûrement été très complexe.

Sur le relief de la marge continentale et de la plaine abyssale antarctiques.

La morphologie du fond de l'Océan Austral est, depuis assez longtemps, un terrain de prédilection des chercheurs soviétiques. Nous ajoutons ici, d'après l'une d'entre eux (31), des indications complémentaires de celles d'une de nos anciennes chroniques (1960, p. 89-95), et relatives à la marge continentale de l'Antarctique oriental.

Le caractère très heurté de la topographie de la plate-forme est confirmé et précisé. Il y a un entrecroisement de dépressions sublatitudinales et sub-méridiennes. Les premières forment des fossés dissymétriques ayant jusqu'à 1 000 m de profondeur, et disposés en échelon. Sur le continent, ces formes se continuent par des vallées de fracture : il y a donc continuité avec les reliefs émergés. A ces formes majeures s'en superposent d'autres de plus petit format : collines, larges, basses et aplatis.

La pente aussi a un relief complexe. Sa déclivité varie de 2° à 8° ; elle atteint localement 20° en des endroits où elle coïncide avec des failles longitudinales majeures. Elle a un profil en gradins qui provient d'une tectonique de blocs. Elle est fragmentée par des vallées en auges qui sont attribuées elles aussi à la tectonique. Il y a également des canyons. En outre, la partie inférieure comporte des glacis (rises) dont le plus grand, le banc Gunnerus, descend jusqu'à 4 500-5 000 m.

Des cartes morphostructurales sont données pour tout le secteur compris entre 36° et 144°E (terres d'Enderby, Ingrid Christensen-Queen Mary et Wilkes). Elles indiquent notamment les types de plates-formes, les failles, vallées, canyons, chenaux d'écoulement des turbidites sur le lit profond au-delà de la marge (19 signes).

L'auteur conclut que le relief est initialement déterminé par des mouvements néotectoniques (ce qui est une idée courante dans toute la morphologie soviétique), avec intensification par actions glaciaires et sous-marines. Elle insiste sur l'abondance de formes tectoniques longitudinales.

Un domaine différent, étudié par un chercheur français et un américain (32), est celui de la marge continentale et la plaine abyssale à l'Ouest de la péninsule antarctique, dans la mer de Bellingshausen et le bassin d'Amundsen. Différent, parce que le contexte tectonique l'est. Il semble que l'on soit ici près d'une « triple jonction » de trois lieux d'expansion (Pacific sud-est, Mer de Scotia, Mer de Bellingshausen), et subduction de la croûte océanique bellingshausienne sous la péninsule antarctique, d'où conséquences pour la marge de celle-ci (structures de rift et volcanisme). Mais un facteur commun à toute la marge antarctique est le facteur climatique, qui ici a conditionné un relief glaciaire d'érosion et d'accumulation, et peut-être, comme d'autres l'ont suggéré antérieurement pour le secteur antarcto-indien, une glacio-dislocation par soulèvements et affaissements isostatiques successifs. De toute façon, l'existence d'un quadrillage de chenaux transversaux et longitudinaux sur la marge est un fait général, avec profon-

(31) VOLOKITINA (L. P.), 1975. Some features of the relief on the underwater margin of East Antarctica. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 323-326.

(32) VANNEY (J. R.) et JOHNSON (G. L.), 1976. Geomorphology of the Pacific continental margin of the Antarctic peninsula. *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, vol. 35, p. 279-289. ID., ID., 1976. The Bellingshausen-Amundsen basin (Southeastern Pacific) : major sea-floor units and problems. *Mar. Geol.*, vol. 22, p. 71-101.

deur parfois supérieure à 1 000 m, dans une plate-forme elle-même très profonde (anormalement, pour le monde et normalement pour l'Antarctique).

Quant à la plaine abyssale adjacente dans les bassins de Bellingshausen et d'Amundsen, elle a été soumise à la même tectonique de plaques, et sa construction sédimentaire a commencé après que la subduction suscite a pris fin. Un autre événement décisif a été la formation, à partir de l'Oligocène et peut-être même de l'Éocène, du courant circum-antarctique, qui a redistribué les sédiments pélagiques et terrigènes. En outre, après l'installation des glaces sur le continent, le plongement de l'eau froide vers le Nord (courant antarctique de fond) a été un autre facteur dynamique. Le passage de l'époque Matuyama à l'époque Brunhes (700.000 BP) a été marqué par une migration vers le Sud des boues siliceuses à Diatomées par-dessus les dépôts glaciaires, ce qui traduit un glissement dans la même direction de la convergence et la divergence antarctiques.

Nouvelles données sur des cônes profonds : Astoria, Nitinat, Nil.

Dans la chronique de 1976, p. 138-141, nous relations les travaux relatifs à deux cônes profonds, ceux de Hatteras et de l'Amazone. Nous revenons au même sujet avec d'autres articles sur les cônes d'Astoria (devant la rivière Columbia, Oregon), de Nitinat (devant l'île Vancouver) et du Nil (33).

Le cône d'Astoria, déjà connu par des descriptions antérieures, occupant 20 000 km² du lit marin au large de l'Oregon du Nord (110 × 180 km), peut être considéré comme de type classique. Il est formé d'argiles silteuses grises du Pléistocène supérieur (plus de 12500 BP) et d'argiles gris olive de l'Holocène (moins de 12500 BP) interrompues toutes deux par des turbidites. Dans les vallées qui entaillent le cône, et dans la partie supérieure de celui-ci, on rencontre des sables et graviers mal classés, qui passent à des sables plus fins et mieux classés dans les vallées nombreuses et peu profondes du cône moyen et inférieur. Des turbidites à tufs du Mazama (6600 BP) sont un élément-repère. D'après la répartition des dépôts, on peut voir que les courants de turbidité ont été beaucoup plus intenses dans les parties supérieures que plus bas. Un autre type de dépôt intéressant est celui des levées des chenaux (vallées), avec beaucoup de mica, de fragments de plantes et parfois d'échardes de verre volcanique. Comme dans la plupart des cônes profonds, il s'avère ou se confirme que les taux de sédimentation ont été considérablement plus élevés pendant le Pléistocène supérieur (plus de 50 cm en 1 000 ans) que pendant l'Holocène (8 cm en 1 000 ans). A l'Holocène, les turbidites sont devenues plus vaseuses et se sont déposées surtout dans les chenaux principaux. Ainsi s'affirme le ralentissement des processus après la fin des temps glaciaires.

Le cône du Nil, beaucoup plus vaste que le cône d'Astoria (104 000 km² ; 320 km de large), est aussi moins classique. Il doit ce trait à sa localisation dans un bassin presque fermé. Ses dépôts peuvent se grouper en quatre séquences majeures : des turbidites, des sédiments de chenaux, des sapropels et des dépôts hémipelagiques. Les turbidites ne sont pas sableuses ici, au contraire du cas général, mais surtout silteuses et argileuses, sauf dans les levées latérales. Elles existent dans l'ensemble du cône. Les

(33) NELSON (H.), 1976. Late Pleistocene and Holocene depositional trends, processes, and history of Astoria deep-sea fan. Northeast Pacific. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 129-173. — BAKER (E. T.), 1976. Temporal and spatial variability of the bottom nepheloid layer over a deep-sea fan. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 67-69. — MALDONADO (A.) et STANLEY (D. J.), 1976. The Nile cone : submarine fan development by cyclic sedimentation. *Mar. Geol.*, vol. 20, p. 27-40.

séquences de chenaux montrent des particularités liées à la rupture des levées (formation de « crevasses » selon la terminologie anglo-saxonne) et au remplissage des chenaux après leur abandon pour une nouvelle voie. Les sapropels sont un type original, avec des boues organiques noires (contenant jusqu'à 15 % de matière organique) ; ils se sont vraisemblablement accumulés pendant des phases de stagnation des eaux, avec stratification stable empêchant les échanges verticaux et favorisant la formation d'eaux de fond anaérobies, riches en hydrogène sulfuré. Enfin, les dépôts hémi-pélagiques sont les plus répandus, soit avec un amenuisement des particules vers le haut, soit au contraire avec un accroissement de taille. Les sables bioclastiques y sont fréquents. On les considère comme déposés par des courants de fond de faible vitesse. Le vent a pu aussi en apporter.

Les séquences se groupent en cyclothèmes, c'est-à-dire en unités répétant une succession de types variés de sédiments. Le cyclothème-type comprend à la base une boue hémi-pélagique et des turbidites ; puis une séquence sapropélique ; enfin, des séquences hémi-pélagiques et turbiditiques, ces dernières plus fines que celles de la base.

On voit que la particularité principale est la présence des sapropels. Ceux-ci se sont formés (du moins ceux ramenés par carottage) entre 7500 et 9000 BP, pendant le réchauffement du début de l'Holocène, peut-être à la faveur d'abondants apports d'eaux peu salées de la Mer Noire en Méditerranée orientale, ou encore d'autres facteurs. Ils paraissent en tout cas caractéristiques d'un bassin quasi fermé, susceptible de réagir plus que d'autres aux variations climatiques dans son comportement hydrologique.

L'étude du cône de Nitinat porte sur les processus plutôt que sur les formes et la sédimentologie. Elle est fondée sur des observations de transparence des eaux par néphéломétrie, poursuivies pendant quatre ans. Deux types ont été observés. Le premier, au-dessus des levées, comporte une mince couche turbide séparée nettement de l'eau claire sus-jacente. Le second, au-dessus des vallées du cône, comprend une couche turbide d'épaisseur variable, passant très graduellement à l'eau claire supérieure. Comme la seconde structure est à peu près permanente, Baker considère qu'elle implique un processus d'apport continu, plutôt que des infusions périodiques de matériaux par des courants de turbidité ou similaires.

Ceci nous est une occasion de mentionner la parution d'un ouvrage qui réédite 26 articles publiés à des dates variées, et concernant des canyons sous-marins et des cônes profonds, actuels et fossiles (13 articles sur chaque catégorie) (34). Il est toujours très utile d'avoir sous la main de tels recueils qui évitent de fastidieuses recherches. Celui-ci fait partie d'une série spécialisée dans le genre.

Le « hot spot » des Galapagos.

Ce compte rendu fait suite à ceux des chroniques de 1971, p. 159, 1972, p. 141-144, et 1973, p. 190-191, aux figures desquels on voudra bien se reporter pour suivre l'argumentation de Johnson et autres (35).

On rappelle seulement que des Galapagos et le plateau qui les supporte se trouvent à la « triple jonction » des plaques du Pacifique, de Nazca et de Cocos ; que des îles Galapagos divergent vers le NE et l'E les dorsales associées de Cocos et de Carnegie, entre lesquelles se trouve une aire d'expansion à laquelle s'associent des zones de fracture, et qui est marquée par une forte séismicité.

(34) WHITAKER (J. H. Mc D.), éditeur, 1976. *Submarine canyons and deep-sea fans, modern and ancient*. Benchmark papers in Geology, n° 24, Dowden, Hutchinson et Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, 460 p.

(35) JOHNSON (G. L.), VOGT (P. R.), HEY (R.), CAMPSIE (J.) et LOWRIE (A.), 1976. Morphology and structure of the Galapagos rise. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 81-120.

Pour saisir la signification structurale de cet ensemble, on peut y voir un « point chaud » (hot spot) de l'écorce terrestre, traduction superficielle d'une étroite cheminée ou « panache » de matériel issu du manteau moyen ou asthénosphère et qui s'élève à cet endroit. A mesure qu'une plaque océanique se déplace au-dessus d'un tel point chaud, le matériel monté en surface se répand en traînée ; mais si le point d'ascension se trouve sur une ligne d'expansion du lit marin, il va y avoir deux traînées qui s'écartent progressivement de part et d'autre de la ligne d'expansion.

Cette conception paraît assez bien rendre compte des faits constatés ici (voir figure de la chronique de 1972, p. 142). Le point chaud est sous les Galapagos ; les dorsales de Cocos et de Carnegie sont les deux traînées qui s'écartent de part et d'autre de la ligne d'expansion située à l'ENE des Galapagos. A l'appui de ceci, on fait valoir la nature tholéïtique particulière des roches de l'archipel et de la plate-forme environnante, et des considérations magnétiques. Une comparaison est faite avec la dorsale de Reykjanes, au Sud de l'Islande. Les dorsales de Cocos et de Carnegie ne sont pas uniquement formées de magma de type *hot spot* ; elles incluent aussi du magma normal de dorsale médio-océanique (ce qui est cohérent avec le reste).

Rappelons (chronique de 1973, p. 190) que la notion de *hot spot* a déjà été appliquée aux dorsales non sismiques du Pacifique central.

(à suivre)

XXIV^e CHRONIQUE OCÉANOGRAPHIQUE

(2^e PARTIE) *

par André GUILCHER

INFORMATIONS ET NOTES BIBLIOGRAPHIQUES

Nouvelles.

Le vocabulaire de l'Océanologie qui a été publié en France (36) sera d'une aide considérable pour tous le chercheurs et même pour le public en général. Il est d'une conception très large puisque, outre les sciences naturelles et physiques, il inclut la pêche et la navigation maritimes. Les équivalents anglais et allemands sont donnés et répétés en deux index alphabétiques auxquels s'adjoint un index alphabétique russe. Cet ouvrage très maniable doit figurer dans toutes les bibliothèques, spécialisées ou non.

Le troisième symposium international sur les récifs coralliens se tient à Miami du 23 au 27 mai 1977. Les précédents s'étaient tenus en Inde en 1969 et sur la Grande Barrière du Queensland en 1973. Il y aura des excursions à divers récifs des Caraïbes.

Une très grosse publication de géologie structurale des océans est en cours de parution. Elle comprendra 7 volumes, dont 3 ont paru jusqu'en 1975. Elle consiste en contributions d'auteurs multiples, et concerne non seulement les océans, mais aussi leurs bordures émergées (37).

La publication des communications au colloque international de Québec sur l'action géologique des glaces flottantes est un recueil indispensable pour tous ceux qui s'intéressent aux divers aspects du glacier (38).

Trois très importants ouvrages récents de géologie sous-marine, avec aussi des développements sur d'autres domaines océanographiques, sont à signaler.

L'un, qui couronne le travail d'Emery et de ses collaborateurs à Woods Hole, est une somme raisonnée de connaissances sur l'Atlantique du Nord-Ouest, avec la largeur de vues habituelles à cet auteur, qu'il a su inculquer à ses élèves (39).

Un second, sur les mers arctiques, résulte d'un symposium tenu à San Francisco en 1971. L'océanographie physique (hydrologie) n'est pas oubliée. Il ne couvre, au point de vue géologique et géomorphologique, qu'une partie du domaine, mais est de la plus grande utilité (40).

(36) *Vocabulaire de l'Océanologie*. Agence de coopération culturelle et technique, Paris, Hachette, 1976, 433 p., 1320 termes, annexes.

(37) NAIRN (A. E. M.) et STEHLI (F. G.), éditeurs. *The Ocean basins and margins*. Plenum Press, New York et Londres. Vol. 1 : The South Atlantic, 1973, 583 p. — Vol. 2 : The North Atlantic, 1974, 598 p. — Vol. 3 : The Gulf of Mexico and the Caribbean, 1975, 706 p. — Les suivants seront, dans l'ordre, sur la Méditerranée, l'Océan Arctique, l'Océan Indien, l'Océan Pacifique.

(38) DIONNE (J. C.) sous la direction de, 1976. *Le glacier*, Premier colloque international sur l'action géologique des glaces flottantes (20-24 avril 1974). Numéro spécial de la Rev. Géogr. Montréal, vol. 30, 236 p.

(39) EMERY (K. O.) et UCHUPI (E.), 1972. *Western North Atlantic Ocean : topography, rocks, structure, water, life and sediments*. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, memoir 17, 532 p.

(40) HERMAN (Y.), editor, 1974. *Marine geology and oceanography of the Arctic seas*. Berlin, Springer, 397 p.

Le troisième, à auteurs multiples comme le second, concerne l'ensemble des marges continentales, sur un plan général puis régional. Très bien documenté, il est cependant de consultation difficile faute de tables et index adéquats. Mais il est essentiel (41).

Une nouvelle œuvre de Berthois, au moins aussi utile que les précédentes, est un traité de bathymétrie à l'usage de ceux qui la pratiquent à la mer (42). Dans les plus récentes années de sa longue carrière, ce fut là le but essentiel de ses embarquements. Tous les développements mathématiques désirables sont inclus, en ce qui concerne les systèmes de projection exploitant les sondages. Cette première partie concerne la bathymétrie de faible profondeur ; le reste suivra sous peu.

Pliocène, Pléistocène, Holocène.

La thèse de Sommé sur les plaines du Nord de la France contient un traitement très compréhensif (120 pages) du Pléistocène et de l'Holocène marins de cette région. La fameuse coupe de Sangatte y est discutée en détail, ainsi que les autres formations anté-holocènes du Calaisis et du golfe de l'Yser. La stratigraphie du Flandrien est bien précisée, notamment les transgressions dunkerquiennes successives. Cet excellent travail fait bien la liaison avec ceux sur la Flandre belge (43).

Une plate-forme s'étendant très largement sous les sédiments récents dans le canal St-Georges et son entrée, en niveling des roches allant du Paléozoïque au Miocène, aurait été élaborée au cours de transgressions et régressions néogènes multiples (44). Voir chronique de 1976, p. 148.

Des recherches allemandes sur les terrasses marines des côtes du Péloponnèse montrent une combinaison de mouvements tectoniques se superposant aux variations eustatiques. Le Péloponnèse a été déformé au Quaternaire par une tectonique de blocs (45).

Au Sud de Tarente (Italie), deux lignes de rivage tyrrhénien, à 30-35 m et à 20-23 m, sont reconstituées ; des dépôts à Strombes y sont datés par le Th/U de 200 000 ans ; il n'y a pas eu de déformations. A l'Ouest de Tarente, les modalités de la transgression holocène sont précisées ; la progradation du rivage par sédimentation l'a emporté sur le recul par transgression à partir de 6000 BP ; elle se poursuit actuellement, d'après Cotecchia et autres, mais au ralenti à cause des barrages sur les cours d'eau qui réduisent les apports. D'après Cocco, il y a même là érosion depuis 1954 pour cette raison (46).

(41) BURK (G. A.) et DRAKE (C. L.), 1974. *The geology of continental margins*. New York, Springer, 1009 p.

(42) BERTHOIS (L.), 1976. Pratique de la bathymétrie. 1^{re} partie : généralités ; plateau continental. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, vol. 19, p. 33-78.

(43) SOMMÉ (J.), 1975. *Les plaines du Nord de la France et leur bordure, étude géomorphologique*. Thèse d'Etat, Paris I, multigraphié, 790 p., et 1 vol. de fig.

(44) WOOD (A.), 1976. Successive regressions and transgressions in the Neogene. *Mar. Geol.*, vol. 22, p. M23-M29.

(45) SCHRODER (B.), 1975. Bemerkungen zu marinern Terrassen des Quartärs im NE Peloponnes/Griechenland. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 149, 2, p. 148-161. — SCHRODER (B.), KELLETAT (D.), 1976. Geodynamical conclusions from vertical displacement of Quaternary shorelines in the Peloponnesos/Greece. *Ibid.*, H. 3, p. 174-186.

(46) COTECCHIA (V.), DAI PRA (G.) et MAGRI (G.), 1971. Sul Triveniano della costa ionica salentina (Puglia). Datazione di un campione di coralli col metodo del Th 230/U 234. *Geol. Applicata e Idrogeol.*, vol. 6, p. 105-112. — Id., Id., 1971. Morfogenesi litorale olo cenica tra Capo Spulico e Taranto della prospettiva della protezione costiera. *Ibid.*, p. 65-78. — COCCO (E.), 1976. The Italian North Ionian coast : tendency towards erosion. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. M48-M57.

On a retracé l'histoire de la transgression holocène dans le détroit de Kertch et la Mer d'Azov. Les périodes fluviatile, estuarienne et marine sont identifiées par leurs sédiments dans le détroit, depuis le moment où la mer était occupée par une plaine alluviale (47).

Comme suite à notre compte rendu de la chronique de 1976, p. 130-131, sur les îles-barrières à l'Est des États-Unis, disons qu'un autre article conclut que, d'une façon très générale, ces îles sont nées de bonne heure sur la plate-forme continentale, et ont longuement migré vers la terre au cours de la transgression holocène (48).

En s'appuyant sur la microfaune planctonique des sédiments profonds de l'Atlantique du Nord-Est, des chercheurs nordéitals reconstituent, depuis 125000 BP, deux périodes tempérées, et deux périodes froides, plus l'actuelle à nouveau tempérée, caractérisée par l'avance et le recul des eaux arctiques (49).

Une reconnaissance sur la côte nord du Venezuela permet d'y reconnaître six niveaux marins étagés entre 0 et 80 m d'altitude et caractérisés par des dépôts et formes variés. Une corrélation avec la chronologie mondiale est proposée. La tectonisation devient forte pour la période anté-mindienne (50).

On a reconstitué l'histoire quaternaire de l'île de La Orchila dans la Mer des Caraïbes au large du Venezuela. Les formes d'érosion et de dépôt entrent assez bien dans le cadre eustatique à partir du Sangamon (Eémien) (51).

Des datations au radio-carbone permettent de suivre la croissance d'un récif d'Oahu (Hawaï) depuis 7000 BP. Un niveau marin supérieur à l'actuel est peu probable depuis 3500 BP (52).

On décrit des plates-formes marines côtières émergées sur la côte de Californie au Sud de San Francisco. Elles ressemblent aux plates-formes modernes, mais ont subi un soulèvement progressif ; elles se sont toutefois formées lors de hauts niveaux marins eustatiques (53).

Un auteur japonais date au radiocarbone, en Asie orientale, des mouvements crustaux qui ont modifié le cours de la transgression holocène. Mais, là comme ailleurs, le radiocarbone donne quelquefois des mécomptes (54).

(47) SKIBA (S. I.), SHCHERBAKOV (F. A.), KUPRIN (P. N.), 1975. Paleogeography of the Kerch-Taman region during the late Pleistocene and Holocene. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 575-578.

(48) FIELD (M. E.) et DUANE (D. B.), 1976. Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf : significance to origin of barrier islands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 691-702.

(49) GIRAUDET (G.), MOYES (J.), PUJOL (C.), 1976. Contribution des Foraminifères planctoniques à la paléoclimatologie du Quaternaire terminal de l'Atlantique nord-oriental. *Bull. Inst. Géo. Bass. Aquit.*, vol. 19, p. 149-168 (voir notamment p. 162-165).

(50) DANIELO (A.), 1976. Formes et dépôts littoraux de la côte septentrionale du Venezuela. *Ann. de Géogr.*, vol. 85, p. 68-97.

(51) SCHUBERT (C.) et VALASTRO (S., Jr.), 1976. Quaternary geology of La Orchila Island, central Venezuelan offshore, Caribbean Sea. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1131-1142.

(52) EASTON (W. H.) et OLSON (E. A.), 1976. Radiocarbon profile of Hanauma reef, Oahu, Hawaï. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 711-719.

(53) BRADLEY (W. C.) et GRIGGS (G. B.), 1976. Form, genesis and deformation of Central California wave-cut platforms. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 433-449.

(54) TAIKA (K.), 1975. Temperature variation of the « Kuroshio » and crustal movements in Eastern and Southeastern Asia 7000 years BP. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, vol. 17, p. 333-338. — ID., 1975. Holocene crustal movements in Taiwan as indicated by radiocarbon dating of marine fossils and driftwood. *Ibid.*, vol. 18, p. T1-T5.

Morphologie et sédimentologie littorales.

A l'occasion du thème du groupe de travail de l'UGI sur la dynamique de l'érosion côtière (chairman : Eric Bird, Melbourne), pour le Congrès International de Géographie de Moscou, plusieurs rapports détaillés sur les modifications récentes du rivage au Danemark, dans les îles Britanniques en Italie et en Nouvelle-Zélande, ont été préparés. Ils représentent une somme de renseignements considérables (55).

Le même groupe de travail a publié la bibliographie littorale quadriennale internationale qui continue celle présentée aux précédents congrès de géographie (56).

On a décrit et cartographié l'évolution de deux intéressantes flèches de l'anse de Goulven (Nord-Finistère), dont l'une a été progressivement détruite entre 1823 et 1971, tandis que l'autre est un bel exemple de migration du fulcrum avec érosion de l'enracinement et avancée de l'extrémité distale (57).

La Pointe de la Coubre, la plus grande flèche de sable des côtes françaises, a bénéficié de plusieurs études récentes. Catherine Bressolier y a étudié les processus sédimentaires avec l'aide de l'ordinateur. Thomas y a décrit la dynamique éolienne, Castaing et Jouanneau en ont montré en un article bien illustré l'évolution ultra-rapide (allongement de 6 km en 50 ans, puis de 200 m par an, depuis 1958 en un second crocheton) (58).

Au laboratoire d'Ottmann (Nantes), spécialisé, comme on sait, dans l'étude géotechnique des vasières littorales, Gouleau a soutenu sa thèse d'Etat, succédant à sa thèse antérieure de 3^e cycle sur la baie de Bourgneuf. Il a défini les conditions hydrodynamiques de dépôt en relation avec la marée, le taux de sédimentation sur les côtes du Centre-Ouest français (1 à 2 cm par an), la microstructure de la pellicule superficielle où il caractérise trois types successifs : la crème de vase, la vase instable, la vase stabilisée ; les propriétés chimiques des eaux interstitiales sont aussi dites (59).

Avec le rapport sur les plages de la région de l'entrée de la Clyde (60) s'achève la publication de la série de rapports du département de géographie d'Aberdeen sur les plages du Nord et de l'Ouest de l'Écosse et leurs possibilités d'utilisation, d'Inverness à Glasgow y compris les Hébrides, les Orcades et les Shetland. Il y a en tout treize rapports, publiés de 1969 à 1975 ; nous avons, dans la chronique de 1975, p. 145-147, fait un compte

(55) BIRD (E. C. F.), 1974. *Coastal changes in Denmark during the past two centuries*. Lab. Fys. Geogr., Geol. Inst., Aarhus Univ., 1 vol. minéogr., 21 p. — BIRD (E. C. F.), MAY (V. J.), 1976. *Shoreline changes in the British Isles during the past century*. Div. Geogr., Bournemouth Coll. of Technol., 1 vol. miméogr., 45 p. — ZUMICA (M.), 1976. *Coastal changes in Italy during the past century*. Ital. Contrib. 23rd Int. Geogr. Congr., Rome, p. 275-281. — McLEAN (R. F.), éditeur, 1976. *Case studies of coastal progradation in New Zealand during the past century*. Canberra, 1 vol. miméogr., 98 p.

(56) KIDSON (C.), éditeur, 1976. *Bibliography, 1971-1974*. Working Group on dynamics of shoreline erosion, Aberystwyth, 1 vol. miméogr., 127 p.

(57) HALLECOUËT (B.) et MOIGN (A.), 1976. Historique d'une évolution de littoral dunaire : la baie de Goulien (Finistère). *Penn ar Bed*, vol. 10, n° 84, p. 263-276.

(58) BRESSOLIER (C.), 1974. Processus d'actions dynamiques et réponses sédimentaires à la pointe de la Coubre. *Lab. de Géomorph. Ec. Prat. Hautes Et.*, Paris et Dinard, mém. 27, 157 p. — THOMAS (Y. F.), 1975. Actions éoliennes en milieu littoral. La Pointe de la Coubre. *Ibid.*, mém. 29, 146 + 56 p. — CASTAING (P.) et JOUANNEAU (J. M.), 1976. Les mécanismes de formation de la flèche de la Coubre à l'embouchure de la Gironde. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, vol. 19, p. 197-208.

(59) GOULEAU (D.), 1975. *Les premiers stades de la sédimentation sur les vasières littorales atlantiques. Rôle de l'émergence*. Thèse d'Etat, Nantes, 2 vol., 241 + 123 p.

(60) RITCHIE (W.), 1975. *Beaches of Cowal, Bute and Arran*. Department of Geography, University of Aberdeen, 1 vol. miméogr., 130 p., très nombreuses illustrations h. t.

rendu du 8^e rapport (East Sutherland and Easter Ross), qui donne les caractéristiques de ces travaux, au total considérables, réalisés avec l'appui de la Countryside Commission for Scotland.

En régime d'élévation lente et progressive du niveau du lac Michigan, quatre barres pré littorales immergées de sa rive orientale n'ont pas montré de modifications notables en 5 ans. Ces barres ne sont pas détruites par les déferlements déversants (spilling breakers) (61).

Les côtes à rias de l'Ouest et du Sud de la Corée ont été caractérisées dans leur cadre semi-montagneux, leur morphologie conique génératrice d'une multiplicité d'îles, la rareté de leurs falaises, et leur histoire quaternaire attestée par des plages anciennes de bas niveau surmontées de dépôts périglaciaires (62).

Un bon article sur les barres littorales de l'Alaska arctique complète les données signalées l'an dernier (chronique de 1976, p. 131-132) sur les plages de ces régions. Remarquons notamment les crêtes obliques en échelon du type de celles des côtes gasconnes et picardes, faisant face à la houle de NE dominante. Et admirons à nouveau l'aptitude de la houle à modeler les plages arctiques, en dépit d'un engel prolongé (63).

Le beach-rock est très répandu sur les côtes du Péloponnèse, où on le signale sur les côtes nord, est et sud (64).

Valentin caractérise, d'après les exemples australiens, la zone nue qui s'étend entre la mangrove et la végétation de terre ferme dans les marais littoraux tropicaux à saison sèche, et dont nous avons parlé dans la chronique de 1968, p. 155-117 (65).

Morphologie et structures sous-marines.

Allantique et Mer des Caraïbes.

Un travail de récapitulation des plus utiles est celui de Mme Caralp et Vigneaux, qui reprend l'ensemble des données acquises sur la sédimentation dans le Golfe de Gascogne (marges continentales et partie abyssale). La contribution bordelaise, qui est essentielle, apparaît sur le plan qui convient, mais les autres travaux sont aussi inclus (66).

Dans l'Atlantique du Nord-Est, pendant les périodes froides du Pléistocène les sédiments fins profonds ont été d'origine proche parce que la circulation profonde Nord-Sud était bloquée au seuil Écosse-Islande ; pendant les périodes chaudes, la circulation était rétablie, d'où pas de différenciation sédimentaire (67).

(61) HANDS (E. B.), 1976. *Observations of barred coastal profiles under the influence of rising water levels, Eastern Lake Michigan, 1967-1971*. Coastal Engin. Res. Center, Fort Belvoir, Virginie, 1 vol. miméogr., 113 p.

(62) GUILCHER (A.), 1976. Les côtes à rias de Corée et leur évolution morphologique. *Ann. de Géogr.*, vol. 85, p. 641-671.

(63) SHORT (A. D.), 1975. Offshore bars along the Alaskan arctic coast. *J. of Geol.*, vol. 83, p. 209-221.

(64) KELLETAT (D.), 1975. Beobachtungen an holozänen Beachrock-Vorkommen des Peloponnes, Griechenland. *Würzburger Geogr. Arb.*, vol. 43, p. 44-54.

(65) VALENTIN (H.), 1975. Klimabedingte Typen tropischer Watten, insbesondere in Nordaustralien. *Wurzburger Geogr. Arb.*, vol. 43, p. 9-24.

(66) CABALP (M.) et VIGNEAUX (M.), 1976. Données actuelles sur la sédimentation récente dans le Golfe de Gascogne. *Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit.*, vol. 19, p. 87-147, longue bibliographie.

(67) LATOUCHE (C.) et PARRA (M.), 1976. Minéralogie et géochimie des sédiments quaternaires de l'Océan Atlantique nord-oriental (Mer de Norvège-Golfe de Gascogne). Essais d'interprétations sédimentologiques. *Mar. Geol.*, vol. 22, p. 33-69.

Des taux de sédimentation extraordinairement élevés pendant les deux dernières déglaçiations sur la face orientale de la dorsale de Reykjanes, avec alimentation d'origine islandaise, seraient à attribuer à une très grosse intensification du courant de débordement (overflow) sortant de la Mer de Norvège, lors de la réduction de la couverture de glace de celle-ci (68).

L'Institut National de Wormley (Grande-Bretagne) a publié une nouvelle carte bathymétrique de l'Atlantique du NE à 1/2 400 000. Elle va du 32° au 50°N. Elle est la première d'une série de 4 cartes devant couvrir cette aire. Un commentaire détaillé l'accompagne (69).

Les données morphologiques et magnétométriques sur le rift médo-atlantique y montrent une structure hétérogène. D'après Litvin et autres, ces contrastes régionaux seraient à attribuer à des différences dans le taux d'expansion (70).

Les dépôts grossiers des bancs de Terre-Neuve sont essentiellement glaciaires (apport par les icebergs). Cependant on trouve jusqu'à 34 % d'éléments biogènes dans la partie méridionale ; et la face sud abrupte fournit des blocs de Silurien fraîchement détachés (71).

Une campagne du navire allemand *Meteor* sur la marge continentale du Sahara montre, par la réflexion sismique, deux grandes discordances qui sont attribuées à des mouvements tectoniques tertiaires. En surface, le sonar latéral a révélé sur la plate-forme des fenêtres dans le sable fin de couverture, faisant apparaître un sable grossier sous-jacent ; ces fenêtres, parallèles aux isobathes, et des ridges perpendiculaires sont attribuées à l'action du courant des Canaries (72).

Entre Haïti et les îles Caicos, trois turbidistes individuelles ont été cartographiées dans leur entier sur la plaine abyssale, deux avec matériaux terri-gènes, une avec matériaux bioclastiques. Elles couvrent de 3 500 à 5 200 km², indiquant l'importance de l'étalement latéral sur le lit marin (73).

Dans la Langue de l'Océan, qui pénètre profondément à l'intérieur du Grand Banc des Bahamas, on a observé sur les parois, en sous-marin scientifique, des falaises verticales à stratification horizontale, qui suggèrent que des phénomènes d'érosion s'y produisent en même temps que les plates-formes supérieures se construisent (74).

Des recherches soviétiques dans les fosses de Porto-Rico et de Cayman montrent ou confirment l'existence de nombreuses intercalations de turbidites (avec sable et silt) dans leurs sédiments de fond. Les courants de turbidité sont venus des marges insulaires de Haïti et de Cuba, et de la dorsale de Cayman (75).

(68) RUDDIMAN (W. F.) et BOWLES (F. A.), 1976. Early interglacial bottom-current sedimentation on the Eastern Reykjanes ridge. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 191-210.

(69) LAUGHTON (A. S.), ROBERTS (D. G.), GRAVES (R.), 1975. Bathymetry of the Northeast Atlantic : Mid-Atlantic ridge to Southwest Europe. *Deep-Sea Res.*, vol. 22, p. 791-810.

(70) LITVIN (V. M.), MAROVA (N. A.), MIRLIN (Y. G.), UDINTSEV (G. B.), 1975. On the heterogeneity of the rift zone in the Atlantic Ocean. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 57-61.

(71) GEVORKYAN (V. K.), KACHANOV (N. N.), 1975. The distribution of coarse clastic material in the sediments of the Newfoundland shelf. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 466-471.

(72) HINZ (K.), SEIBOLD (E.) et WISSMANN (G.), 1974. Continental slope anticline and unconformities off West Africa. « *Meteor* » *Forsch. Ergebnisse*, C, 17, p. 67-73. — NEWTON (R. S.), SEIBOLD (E.) et WERNER (F.), 1973. Facies distribution patterns on the Apanish Sahara continental shelf mapped with side-scan sonar. *Ibid.*, C, 15, p. 55-77.

(73) BENNETTS (K. R. W.) et PILKNEY (O. H.), 1976. Characteristics of three turbidites, Hispaniola-Caicos basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1291-1300.

(74) SCHLAGER (W.), HOOKE (R. L.), JAMES (N. P.), 1976. Episodic erosion and deposition in the Tongue of the Ocean (Bahamas). *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1115-1118.

(75) LITVIN (V. M.), YELTSINA (G. N.), 1975. New data on the relief and bottom sediments of the Puerto Rico and Cayman deep-sea trenches. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 327-330.

La marge continentale du NE du Brésil, qui est stable, est étroite, probablement du fait de la faiblesse des apports sédimentaires à partir du continent. Seul le São Francisco a réalisé une construction. En contrebas de la pente existe une anomalie magnétique, indicatrice probable d'une crête basaltique enterrée qui daterait de l'ouverture de l'Atlantique Sud (76).

Un canyon médio-océanique équatorial, parallèle au glacis continental brésilien et orienté Ouest-Est sur au moins 1 200 km, a dû se former par des courants profonds au Miocène. Il est maintenant inactif, peut-être depuis la fin du Miocène, parce que les courants sédimentaires de fond ont pris une autre direction (77).

Méditerranée et Mer Noire.

Une nouvelle synthèse morphotectonique de la Méditerranée en retrace l'histoire sédimentaire depuis les épais dépôts qui ont précédé la révolution messinienne et ses évaporites. Il en résulte que la structure méditerranéenne est très diverse, la partie occidentale ayant une mince croûte océanique, ou une croûte mixte (bassin nord des Baléares) alors que la Méditerranée centrale, la mer Ionienne et la mer du Levant sont continentales (78).

Les comptes rendus d'un symposium de sept jours sur la géodynamique méditerranéenne contiennent de très nombreuses et courtes notes aux sujets variés. La crise messinienne continue de tenir la vedette (79).

Des observations préliminaires au large de la côte du Liban y montrent que la limite plate-forme-pente est généralement à 100 m, et que la marge comporte beaucoup de vallées sous-marines qui canalisent des sédiments abondants, à côté de ceux qui suivent la dérive littorale vers le Nord (80).

La Mer Noire a subi une récente tectonique d'expansion. Les dépôts profonds du Quaternaire ancien et du Tertiaire y sont affectés de nombreux déplacements : des cartes de l'épaisseur des sédiments sur le socle basaltique ou granitique sont données (épaisseur maximale au Sud de la Crimée, avec plus de 15 km) (81).

Indien.

Le Golfe du Bengale, déjà bien connu pour être une aire majeure de sédimentation profonde de l'Océan Indien par le cône profond Gange-Brahmapoutre (chronique de 1970, p. 141), continue, au moins dans sa partie ouest, à être actuellement un lieu très actif de dépôt, avec forts courants de fond attestés par photographies et par mesures, et fortes concentrations de sédiments en suspension (82).

(76) SUMMERHAYES (C. P.), FAINSTEIN (R.), ELLIS (J. P.), 1976. Continental margin off Sergipe and Alagoas. Northeastern Brazil : a reconnaissance geophysical study of morphology and structure. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 345-361.

(77) DAMUTH (J. F.) et GORINI (M. A.), 1976. The Equatorial mid-ocean canyon ; a relict deep-sea channel on the Brazilian continental margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 340-346.

(78) MORELLI (C.), 1975. Geophysics of the Mediterranean. *Bull. Étude en Commun de la Médit.*, n° spécial, 7, Monaco, p. 27-111.

(79) Symposium géodynamique, géologie et géophysique marines, 1975. *Rapp. et Proc. Verb., Comm. Int. Expl. Sci. Mer Médit.*, vol. 23, 4a, 313 p.

(80) BEYNOUN (Z. R.), 1976. Observations on geomorphology, transportation and distribution of sediments in Western Lebanon and its continental shelf and slope regions. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 311-324.

(81) MALOVITSKIY (Y. P.), MOSKALENKO (V. N.), UDINTSEV (G. B.), SHEKHVATOV (B. V.), 1975. Structure of the Pliocene-Quaternary deposits of the Black Sea basin. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 564-567. — NEPROCHNOVA (A. F.), 1975. Structure of the sedimentary sequence of the deep-water basin of the Black Sea according to seismic data. *Ibid.*, p. 453-457.

(82) KOLLA (V.), MOORE (D. G.), CURRAY (J. R.), 1976. Recent bottom-current activity in the deep western Bay of Bengal. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 255-270.

Dans la partie orientale du même golfe, devant la Birmanie, on a découvert le résultat d'un vaste glissement sous-marin, de 4 000 km² de superficie et 900 km³ de volume, qui a recouvert une partie du cône profond Gange-Brahmapoutre. Il inclut des blocs de sédiments relativement consolidés, limités par des failles courbes (failles panaméennes), ayant jusqu'à 360 m d'épaisseur et 2 800 m entre failles. Il a été alimenté par des apports très volumineux d'un bras de l'Irawaddy pendant le dernier bas niveau marin, qui se sont probablement éboulés lors d'un séisme (83).

Sur la plate-forme continentale au SW de l'embouchure de l'Hoogly (Gange), on peut distinguer minéralogiquement les apports himalayens et ceux du Décan, ces derniers fournis par la Dhamra ou Mahanadi (84).

Le canyon de l'Onilahy, proche de Tuléar (Madagascar), a été étudié du point de vue bathymétrique et sédimentologique. Origine : affaissement d'une vallée subaérienne, et/ou courants de turbidité (mais il n'y a guère de turbidites typiques dans les sédiments). Un escarpement sous-marin le bordant pourrait être une série récifale submergée (85).

Pacifique.

Il se confirme (voir chronique de 1969, p. 123) que la plaine abyssale aléoute est une plaine à turbidites fossiles d'âge paléogène, recouvertes de sédiments pélagiques postérieurs. Les turbidites proviennent vraisemblablement du SE de l'Alaska et de l'Ouest de la Colombie Britannique, et non de plus au Sud (86).

Sur la région des Aléoutiennes et de la Mer de Bering, un nouvel article de géotectonique considère les bassins des Aléoutiennes (ou de Bering) et de Bowers comme des aires de subduction de plaques au Mésozoïque. La subduction a actuellement migré 400 à 1000 km plus au Sud, dans le fossé aléoute. Les auteurs restituent une série de positions des plaques en cette très difficile région. Voir les chroniques de 1973, p. 184-187, et de 1974, p. 120-121 (87).

On trouve aux abords du canyon Willapa, au large du Washington, une couche d'eau turbide profonde, épaisse de 160 à 530 m, qui inclut des particules fournies surtout par le fleuve Columbia. Ceci peut être générateur de courants de turbidité (88).

Des formes d'érosion observées dans le canyon de la Jolla (Californie) en dessous de 300 m, semblent être reliques, remontant à une période du Pléistocène, en régime de bas niveau marin, où les courants étaient plus forts qu'aujourd'hui (89).

(83) MOORE (D. G.), CURRAY (J. R.), EMMEL (F. J.), 1976. Large submarine slide (olistostrome) associated with Sanda arc subduction zone, Northeast Indian Ocean. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 211-226.

(84) MALLIK (T. K.), 1976. Shelf sediments of the Ganges delta with special emphasis on the mineralogy of the western part, Bay of Bengal, Indian Ocean. *Mar. Geol.*, vol. 22, p. 1-32.

(85) BATTISTINI (R.), JOUANNIC (C.), MAUGE (L. A.), CASELLATO (G.), VERNIER (E.), 1975. Morphologie et sédimentologie du canyon sous-marin de l'Onilahy (Sud-Ouest de Madagascar). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. 7, no 2, p. 95-110.

(86) STEWART (R. J.), 1976. Turbidites of the Aleutian abyssal plain : mineralogy, provenance, and constraints for Cenozoic Motion of the Pacific plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 793-808.

(87) COOPER (A. K.), SCHOLL (D. W.), MARLOW (M. S.), 1976. Plate tectonic model for the evolution of the eastern Bering Sea basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1119-1126.

(88) BAKER (E. T.), 1976. Distribution, composition and transport of suspended particulate matter in the vicinity of Willapa submarine canyon, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 625-632.

(89) PALMER (H. D.), 1976. Erosion of submarine outcrops, La Jolla submarine canyon, California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 427-432.

Des données du DSDP (*Glomar*) confirment qu'à la fosse de Nankai, la plaque de la mer des Philippines passe sous la plaque asiatique, c'est-à-dire à cet endroit sous l'île de Shikoku. Un forage sur le flanc interne de la fosse a traversé un anticlinal de terrains quaternaires retournés, avec turbidites, et montrant la subduction sous Shikoku avec tectonique en écailles (90) (voir chronique de 1973, p. 189).

Une carte des montagnes sous-marines du Pacifique a été dressée. On en a trouvé 7 100 qui dépassent de plus de 500 m le lit marin : c'est beaucoup moins que Menard ne l'avait antérieurement présumé. Celles des dorsales sont plus saillantes sur le fond que celles des bassins (91).

Austral.

Dans le secteur indien entre 70° et 120°E, une immense région de 10 millions de km² se trouve sans sédimentation plio-quaternaire, avec parfois le Crétacé supérieur en affleurement. La cause réside dans la force du courant antarctique de fond dans les 2 500 000 dernières années, courant qui a en outre développé un vaste pavage de nodules de manganèse (92).

En principe, les débris glacio-marins abyssaux de l'Océan Austral se sont déposés à de plus hautes latitudes pendant les interglaciaires, et à de plus basses pendant les glaciations. Toutefois, des infractions à cette règle suggèrent des complications pouvant résulter d'anomalies dans le développement des barrières de glace, de débâcles de ces barrières, de changements de dérive des icebergs, de périodes de transition entre glaciations et interglaciaires, ou de modifications dans la dynamique abyssale (93).

Hydrologie.

L'apaisement de la houle sous le vent d'îles, la réorientation de cette houle, les tourbillons qui s'y produisent, peuvent être étudiés avec fruit sur les photos de satellites, dont le champ d'application s'élargit de plus en plus (94).

L'observation montre que, dans la zone de déferlement, il y a tendance à la prédominance du transport vers le rivage dans les couches supérieures, et du flux vers le large dans les couches inférieures. On tente de construire un modèle explicatif de ces faits (95).

De nouvelles cartes des ondes de marée M2, S2, K1 et O1 sont présentées pour la Mer de Chine méridionale. Il y a notamment des nouveautés pour les points amphidromiques (96).

(90) MOORE (J. C.) et KARIG (D. E.), 1976. Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 1259-1268.

(91) LARINA (N. I.), 1975. Seamounts of the Pacific Ocean. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 62-66.

(92) KENNEDY (J. P.) et ATKINS (N. D.), 1976. Regional deep-sea dynamic processes recorded by late Cenozoic sediments of the southeastern Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 321-339.

(93) KEANY (J.), LEDBETTER (M.), WATKINS (N.), HUANG (T. C.), 1976. Diachronous deposition of ice rafted debris in sub-Antarctic deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 873-882.

(94) FETT (R. W.) et RABE (K. M.), 1976. Island barrier effects on sea state as revealed by a numerical wave model and DMSP satellite data. *J. Phys. Oceanogr.* vol. 6, p. 324-334.

(95) LEONTYEV (I. O.), 1975. Physical model of water circulation in the surf zone. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 304-307.

(96) DANG CONG MINH, 1975. Propagation of tidal waves tidal sea level fluctuations in the South China Sea. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 402-407.

La consommation d'oxygène dans les eaux profondes commence par une phase rapide (exponentielle), puis le taux de consommation devient beaucoup plus lent (phase linéaire) (97).

A l'article sur l'hydrologie de la mer de Weddell mentionné dans la chronique de 1976, p. 156, on en ajoutera un autre des mêmes auteurs, qui donne la structure et la circulation cyclonique dans cette mer (98).

On a amélioré la connaissance du comportement de l'eau antarctique de fond dans le Pacifique. En plus de son écoulement général vers le Nord (voir chronique de 1969, p. 108-109), il s'y produit une modification par mélange vertical et échauffement géothermique, conduisant à la formation d'une eau pacifique profonde, qui doit revenir ensuite vers le Sud par-dessus l'eau de fond (99).

Dans l'Océan Indien, le cheminement de la même eau antarctique de fond, d'après les températures potentielles et les indices morpho-sédimentologiques, semble être maximal dans le Sud et dans l'Ouest. Dans l'Ouest, cette eau, issue de la Mer de Weddell, entre dans les bassins des Aiguilles et de Mozambique, et par les Crozet dans le bassin de Madagascar. Dans l'Est, l'eau est issue de la Mer de Ross et de la Terre Adélie ; elle passe près des Kerguelen et atteint le bord sud de la dorsale sud-est indienne. Les cheminements observés attestent l'existence de seuils dans les dorsales (100).

Des mesures de courant dans le détroit de Danemark en 1973 apportent de nouvelles données sur le débordement des eaux profondes de la Mer de Norvège dans l'Atlantique, avec des oscillations d'une période de 1,8 jour (101).

Les échanges d'eau profonde entre la Mer du Groenland et la Mer de Norvège mettent environ 100 ans à se faire. Les eaux denses qui s'échappent vers l'Atlantique par-dessus le seuil Écosse-Islande-Groenland sont formées plus haut que cette eau profonde (102).

Le passage Jungfern, entre Porto Rico et Ste Croix, qui est, à 1 815 m, la plus profonde communication entre l'Atlantique et le bassin vénézuélien de la Mer des Caraïbes, a admis un écoulement moyen de 56 000 m³/s, pendant des mesures de mars-avril 1972, d'eau profonde atlantique vers le bassin. Le courant est soumis à des variations semi-diurnes, et peut occasionnellement s'inverser (103).

La limite de l'eau de plate-forme au Sud du Cap Cod connaît des variations assez faibles en profondeur (progression vers le Sud en été, vers le Nord en hiver) et plus grandes et de même sens saisonnier en surface (104).

D'après la répartition des Foraminifères planctoniques dans les carottes, on a reconstitué les caractères hydrologiques dans le Golfe du Mexique lors

(97) SKOPINTSEV (B. A.), 1975. Oxygen consumption in the deep waters of the Ocean. *Oceanology*, vol. 15 (trad. anglaise 1976), p. 556-560.

(98) FOSTER (T. D.) et CARMACK (E. C.), 1976. Temperature and Salinity structure in the Weddell Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 36-44.

(99) MANTYLA (A. W.), 1975. On the potential temperature in the abyssal Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, vol. 33, p. 341-354.

(100) KOLLA (V.), SULLIVAN (L.), STREETER (S. S.), LANGSETH (M. G.), 1976. Spreading of Antarctic bottom water and its effects on the floor of the Indian Ocean inferred from bottom-water potential temperature, turbidity, and sea-floor topography. *Mar. Geol.*, vol. 21, p. 171-189.

(101) SMITH (P. C.), 1976. Baroclinic instability in the Denmark Strait overflow. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 355-371.

(102) PETERSON (W. H.), ROOTH (C. G. H.), 1976. Formation and exchange of deep water in the Greenland and Norwegian seas. *Deep-Sea Res.*, vol. 23, p. 273-283.

(103) STALCUP (M. C.), METCALF (W. G.), JOHNSON (R. G.), 1975. Deep Caribbean inflow through the Anegada-Jungfern passage. *J. Mar. Res.*, vol. 33, Supplément (Mélanges Montgomery), p. 15-35.

(104) WRIGHT (W. R.), 1976. The limits of shelf water south of Cape Cod, 1941 to 1972. *J. Mar. Res.*, vol. 34, p. 1-14.

du maximum glaciaire d'il y a 18 000 ans. Les températures de surface n'étaient que de 1 à 2° plus basses qu'aujourd'hui, en hiver et en été. Elles décroissaient du centre vers la côte, aujourd'hui elles diminuent du SE au NW en hiver. Le courant circulait dans le sens des aiguilles d'une montre (105).

Dans la lagune Ébrié (Côte d'Ivoire), la pénétration des eaux salées par le canal de Vridi se fait même lors des hautes eaux fluviales, mais elle est alors confinée aux profondeurs ; elle oscille avec la marée, et le reste des eaux n'est pas salé. Sauf au fond, il y a alors homogénéisation et échanges verticaux. En basses eaux fluviales, la salinité est de 32 p. 1 000 en profondeur et 13 p. 1 000 dans le diverticule le plus éloigné de la mer. Les échanges verticaux sont alors réduits. L'oxygénation des eaux est très variable selon les temps et les lieux (bassin central et diverticules) (106).

Dans l'Ouest du Golfe de Guinée, entre le courant de Guinée vers l'Est et le courant sud-équatorial vers l'Ouest, il existe une circulation méridienne provoquant un tourbillon anticyclonique dans la couche superficielle, permanent mais s'accentuant de juillet à décembre. Ce tourbillon approfondit la thermocline et accumule le plancton au bas de la couche superficielle homogène. Le développement de ces études doit permettre de chiffrer la production biologique (107).

Les eaux relativement froides et de forte salinité qui apparaissent au Sud du Cap Lopez (Gabon), au contact des eaux guinéennes chaudes et dessalées plus au Nord, ont pour origine le courant de Lomonosov (courant équatorial atlantique ouest-est de sub-surface) (108).

En Mer Ligure (Méditerranée du NW entre Nice et la Corse), une structure hydrologique en dôme (« upwelling ») se traduit par une augmentation des sels nutritifs dans la partie centrale, et, par suite, un accroissement des particules biogènes en surface par rapport aux régions côtières (109).

Le méandre décrit au Sud du Japon par le Kuroshio existe à certains groupes d'années et pas à d'autres. Il est présent quand le débit du courant est inférieur à 30 millions de m³/s, absent quand le débit est supérieur (110).

Des observations courantométriques dans le canyon Barrow, devant l'Alaska, montrent un écoulement général vers la Mer arctique profonde à une vitesse moyenne de 25 cm/s, mais avec des afflux inverses occasionnels et plus rapides (jusqu'à 50 cm/s), faisant remonter de l'eau atlantique vers la mer de plate-forme des Tchouktchis (111).

(105) BRUNNER (C. A.) et COOLEY (J. F.), 1976. Circulation in the Gulf of Mexico during the last glacial maximum 18 000 years ago. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 87, p. 681-686.

(106) DUFOUR (P.) et SLEPOUKHA (M.), 1975. L'oxygène dissous en lagune. Ebrié : influence de l'hydroclimat et des pollutions. *Doc. Sc. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, vol. 6, n° 2, p. 75-118.

(107) HISARD (P.), 1975. La circulation superficielle dans la partie occidentale du Golfe de Guinée. *Doc. Sc. Centre Rech. Océanogr. Abidjan*, vol. 6, n° 2, p. 41-57.

(108) HISARD (P.), CITEAU (J.) et MORLIÈRE (A.), 1975. Le courant de Lomonosov et la formation de la zone frontale du Cap Lopez (baie de Biafra, Golfe de Guinée). *Cah. ORSTOM, ser. Océanogr.*, vol. 13, p. 107-116.

(109) MEDIPROD, 1976. Conditions estivales dans la divergence de la Méditerranée nord-occidentale. *Ann. Inst. Océanogr.*, vol. 52, p. 17-20 (et *ibid.*, p. 21-31).

(110) WHITE (W. B.), McCREA (J. P.), 1976. On the formation of the Kuroshio meander and its relationship to the large-scale ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, vol. 23, p. 33-47.

(111) MOUNTAIN (D. G.), GOACHMAN (L. K.) et AGAARD (K.), 1976. On the flow through Barrow Canyon. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, p. 461-470.

