

REMARQUES SUR LES RIDES SOUS-MARINES

par Léopold BERTHOIS

THEORIE DE LA FORMATION DES RIDES

De très nombreuses études en laboratoire ont été consacrées à la formation et à l'évolution des rides sableuses.

R. DURAND (1951) a étudié la formation des rides dans les conduites. Il a montré que lorsqu'un grain de la couche en charriage immédiatement en contact avec le dépôt vient à s'immobiliser fortuitement, il tend à arrêter au même niveau, tous les grains venant de l'amont. Les couches supérieures sont ralenties de proche en proche et tout se passe finalement comme si l'on avait ajouté une couche supplémentaire de grains prélevés sur le débit solide permanent des régions supérieures en saltation.

La répétition du phénomène, au même endroit, entraîne la formation d'une ride. En effet, le rouleau à axe horizontal qui prend naissance à l'aval de la première ride tend à la stabiliser.

Les auteurs ont été conduits à distinguer plusieurs modes de formation des rides. Ainsi, TISON (1949) et GILBERT (1914-1917) ont montré qu'en courants permanents et en régime laminaire, il ne se formait pas de rides. TISON a observé qu'en plaçant un obstacle dans le courant il se produit autour de cet obstacle une érosion grâce à laquelle se constitue, vers l'aval, une accumulation sableuse, mais cette « onde solide » disparaît peu à peu vers l'aval sans avoir provoqué la formation d'autres ondes semblables. TISON a fait remarquer que cette absence de répétition du phénomène est due au fait que les trajectoires épousent parfaitement le contour de l'onde de sable, sans former derrière elle aucun tourbillon.

A. - Rides de courants permanents.

Les rides se formant en courants permanents ne prennent naissance qu'en régime turbulent. C'est la raison pour laquelle, dans les graphiques de SHIELDS, la zone d'apparition des rides est entièrement située dans le domaine des écoulements turbulents.

Le processus d'apparition des rides invoqué par TISON (1949), KINDLE (1917), FOREL (1883), DU BUAT (1876) est très voisin de celui observé par DURAND, que j'ai sommairement décrit plus haut.

D'autres théories sont dues à MACHINSKY (1952), QUENEY (1951-1953). Ce dernier remarque d'abord que la naissance d'un mouvement ondulatoire dans un fluide est soumise à deux conditions :

1° L'existence d'une perturbation locale, pouvant être temporaire ou permanente suivant qu'il s'agit d'un mouvement ondulatoire libre ou d'un mouvement forcé.

2° L'existence de la stabilité hydrostatique du fluide, les mouvements ondulatoires correspondants étant des ondes de gravité. Or, ces ondes de gravité peuvent exister dans un fluide s'il possède une stratification interne stable, par exemple si la densité va en décroissant régulièrement vers le haut. Ce fait est souvent observé dans les eaux marines (A. GUILCHER, 1957). Dans le cas où le gradient vertical relatif de densité est constant, il peut exister des ondes de ressaut analogues à celles

d'une surface libre, lorsque le liquide s'écoule avec une vitesse uniforme, inférieure à la valeur critique, au-dessus d'un fond horizontal présentant une petite saillie locale.

Tous ces auteurs, auxquels on peut encore adjoindre VAUGHAN CORNISH (1897), SIMON (1947), FRANKL (1953) admettent les principes généraux suivants :

1° Pour une hauteur d'eau donnée et un matériau de fond de granulométrie donnée, les rides apparaissent à partir d'une certaine vitesse.

2° Lorsque la vitesse d'écoulement de l'eau augmente, les rides peuvent disparaître à partir d'une certaine limite.

3° Lorsque la vitesse augmente encore, l'effet du rouleau à axe horizontal qui existe à l'aval de la ride devient prédominant. Les grains se meuvent dans le sens rétrograde à l'aval de la ride et il se produit une érosion de la face aval avec apport de matériaux sur la face amont. La ride progresse alors en sens inverse du courant par effet « antidune », bien que le sédiment du fond ait toujours un mouvement résultant vers l'aval (LABAYE, 1948).

4° Les rides disparaissent de nouveau lorsque la vitesse augmente encore.

5° La vitesse de progression des rides augmente avec la vitesse du courant générateur. Elle a été déterminée en Loire par P. BALLADE (1953).

D'après FRANKL on peut écrire la relation :

$$C = \frac{U}{1 + \frac{j}{2k\pi}}$$

C = vitesse de progression des rides.
 U = vitesse du courant,
 l = longueur d'onde des rides.
 k = caractéristique du matériau.

6° Le profil des rides est dissymétrique, le versant aval est plus abrupt que le versant amont. Lorsque des rides sont affectées de l'effet « antidune », leur profil est symétrique.

7° La longueur d'onde des rides croît avec la vitesse du courant.

8° D'après TISON, la longueur d'onde des rides croît avec le diamètre des matériaux de fond.

Cette relation qui paraît résulter d'expériences faites en laboratoire ne semble pas confirmée par les observations faites dans la nature. En général, le sédiment du creux des rides est nettement plus grossier que celui du sommet (L. BERTHOIS, 1954).

Les rides de plage sont des rides de courants oscillatoires mais, au moment où leur examen devient possible, pendant la basse mer, elles sont toujours orientées par le jusant. Les rides fluviales de Thouaré et de Mauves sont des rides de courant permanent, elles ont été observées sur des bancs très surélevés par rapport au chenal où la marée dynamique est encore sensible au moment des grandes vives eaux coïncidant avec une période de grand étiage du fleuve.

B. - Rides de courants oscillatoires.

De nombreux travaux ont été consacrés à cette question, notamment ceux de SIAU (1841), DE CANDOLLE (1883), BAGNOLD (1940-1941), FAUQUET (1951), VAN VEEN (1936), DE ROUVILLE (1946-1947-1948), ALLEN (1951), MENARD (1950).

D'après la théorie de BAGNOLD, dans les rides de houle le transport des matériaux se fait par saltation. Leur mouvement serait principalement dû à l'accélération des particules d'eau et non pas à leur vitesse. Le processus de formation serait le suivant :

a) L'accélération initiale soulève les matériaux du fond, qui sont pris dans un tourbillon à axe horizontal.

b) Lorsque l'intensité du tourbillon décroît par décélération du mouvement de l'eau, les sédiments retombent sur l'autre versant de la même ride ou sur la ride suivante. Pendant cette retombée, il se produirait une sélection granulométrique.

c) A l'inversion du courant, l'accélération se produira cette fois en sens contraire mais provoquera les mêmes phénomènes.

Cette théorie permet d'expliquer :

- 1° L'oscillation périodique et alternative de la crête des rides.
- 2° La stabilité d'un système de rides lorsque l'oscillation de l'eau est symétrique car, dans ce cas, le mouvement des sédiments est lui aussi symétrique.
- 3° Le déplacement des matériaux d'une ride à l'autre, s'il existe une direction privilégiée.
- 4° La longueur d'onde des rides, en relation avec le parcours d'un grain de sable pendant une demi-oscillation. Cette longueur d'onde est proportionnelle à l'amplitude du mouvement oscillatoire et augmente avec la vitesse horizontale de ce mouvement. Par contre, elle varie en sens inverse de la hauteur d'eau et de la densité des matériaux de fond.

D'après VAN VEEN les rides à profil symétrique sont stables, tandis que les rides dissymétriques sont mobiles.

Dans les estuaires à marée de la côte hollandaise, VAN VEEN a observé que la hauteur des rides est sensiblement égale au 1/5 de la hauteur d'eau.

Dans l'estuaire de la Loire, les plus grandes rides observées sont situées dans la région de l'île de Bois, leur hauteur peut atteindre 2,50 m à 2,60 m, mais dans cette région du fleuve, la hauteur d'eau, en période normale, oscille entre 6,50 à basse mer et 10 m à haute mer. Par conséquent, la hauteur des rides est ici sensiblement égale au 1/4 de la plus grande hauteur d'eau.

ALLEN a observé, dans l'estuaire du Tay, des rides dont la longueur moyenne est de 91 m (longueur d'onde maximum : 152 m) et dont la hauteur moyenne est de 2,70 m (hauteur maximum : 7,30 m). Dans cet estuaire, l'amplitude moyenne de la marée est de 4,50 m.

GRANDES RIDES OCEANIQUES

Dans le sud de la Mer du Nord, où les fonds sont faibles et les courants rapides, il existe de très nombreuses rides de grande longueur d'onde. VAN VEEN (1936) a observé certaines d'entre elles atteignant 770 m de longueur d'onde de 10 m d'amplitude (voir également A. GUILCHER, 1951). J'en ai moi-même observé au cours de la campagne du « Président-Théodore-Tissier » de 1955, dans le sud-est du Dogger Bank. D'autres rides ont encore été levées par le même navire aux abords du point 51°28'12" lat. Nord et 2°25'12" long. Est.

Dans cette région, les rides ont une longueur d'onde moyenne de 160 m (maximum 300 m) avec une hauteur moyenne de 8 m (maximum 10 m). La profondeur est d'environ 30 m.

Ces rides, ainsi que les « dunes hydrauliques » qui sont nombreuses en Mer du Nord, sont incontestablement dues à la violence des courants de marée. Les mesures faites par IDRAC à bord du « Pourquoi-Pas ? » en 1927 avaient décelé des courants de 1,54 m/sec. par 55 m de profondeur dans le Pas de Calais (L. BERTHOIS, 1950).

Des mesures de courants ont été faites à nouveau par VAN VEEN en flot et en jusant. Elles montrent l'évolution des vitesses aux différentes profondeurs. Les diagrammes complets ont été donnés par A. GUILCHER (1957). J'en extrairai seulement les vitesses de courants de flot et de jusant en surface et à 0,15 m du fond (tabl. I).

Mer d'Irlande. Dans un travail récent (L. BERTHOIS, 1958), j'ai représenté des rides en cours d'évolution près de la côte d'Irlande. Ces rides sont situées au voisinage d'un point amphidromique virtuel défini par A. GUILCHER (1957, fig. 27, p. 80) d'après les travaux de K. F. BOWDEN (1955), A. T. DODSON et R. H. CORKAN (1932), de LACOMBE (1951) et W. HANSEN (1952). Dans cette région, le marnage est réduit, mais les courants de marée sont très rapides.

Entrée de la Manche. Rides du banc de la Chapelle. D. CARTWRIGHT et A. H. STRIDE (1958) ont décrit des rides levées au sondeur à ultra-sons pendant les croisières des navires « Discovery II » et « Sarsia ».

Ces rides ont été reconnues sur le banc de la Chapelle aux environs de 47°41' N et 7°13' W par des profondeurs d'environ 165 m (90 fathoms). L'aire couverte par ces rides a environ 12 milles de longueur sur 5 milles de largeur.

La longueur d'onde est d'environ 850 m (2 800 pieds) mais présente des variations considérables. L'amplitude est en moyenne de 7,60 m (25 pieds), la valeur maximum observée étant de 12,20 m (40 pieds).

TABLEAU I

Flot			Jusant		
Hauteur d'eau (m)	Vitesse du courant (m/sec.)		Hauteur d'eau (m)	Vitesse du courant (m/sec.)	
	en surface	à 0,15 m du fond		en surface	à 0,15 m du fond
20,40	1,14	0,60	14,70	0,69	0,30
27,50	1,56	0,60	15,10	0,75	0,27
30,60	0,78	0,24	26,20	1,71	0,66
49	1,20	0,48	47	1,05	0,42
51,50	1,05	0,27	49,50	0,99	0,24
57	1,08	0,24	53,50	1,50	0,51
60	1,17	0,36	54	1,20	0,36
65	1,32	0,48	56	1,02	0,09
			57,40	0,36	0,18

L'orientation des crêtes est de 110°, les rides étant parallèles à la direction générale du bord du plateau.

Le sédiment recueilli était un sable graveleux contenant des débris coquilliers dont le diamètre moyen était d'environ 0,5 mm.

Les auteurs font observer que les longueurs d'onde des rides sont environ trois fois plus grandes que celles des rides similaires en eaux peu profondes. Ils ajoutent que leur présence sur le banc de la Chapelle indique l'existence de courants de marée assez forts pour déplacer sur le fond, du sable et des graviers. La terminaison brusque des rides sur le bord abrupt du plateau continental leur fait en outre supposer que les sédiments peuvent être emportés, sans doute périodiquement, dans des eaux plus profondes.

Nouvelles observations des rides du banc de la Chapelle. Les rides sous-marines du banc de la Chapelle ont été récemment reconnues par sondage du « Président-Théodore-Tissier », entre 47°43' lat. N 7°14' long. W (17 h 30), et par 47°48' lat. N 7°10'30" long. W (18 h 30). Le sondeur utilisé était un S.C.A.M. 419, échelle 0-200 m (fig. 1).

Les plus grandes rides ont été observées au sud du point 17 h 30. Elles ont 860 m de longueur d'onde et 10,30 m de hauteur. Leur dissymétrie est très faible. Ces chiffres sont en très bon accord avec ceux de CARTWRIGHT et STRIDE.

Dans la zone 17 h 30-18 h les longueurs d'onde sont plus faibles et irrégulières. Elles varient de 300 à 655 m. Les hauteurs sont plus importantes que dans les grandes rides précédentes et supérieures à celles observées par les navires anglais. Les valeurs suivantes ont été relevées :

Longueurs d'onde : 585 574 587 655 m
 Hauteurs : 11,80 14,70 14,70 16,20 m

Dans la zone 18 h-18 h 30, les rides sont de faible longueur d'onde (partie sud), assez hautes et dissymétriques. Vers le nord de cette zone, leur dissymétrie s'atténue et leur profondeur diminue.

Enfin, au nord du point de 18 h 30, on trouve encore quelques grandes rides quasi-symétriques qui s'atténuent progressivement et disparaissent à l'extrémité nord de la ligne de sonde représentée sur la figure 1.

Les pentes de ces grandes rides sont accidentées de petites rides secondaires ayant 30 à 40 m de longueur d'onde et 2,50 à 3 m de hauteur. Ce double réseau de rides orientées sub-parallèlement est extrêmement fréquent dans les estuaires à marées.

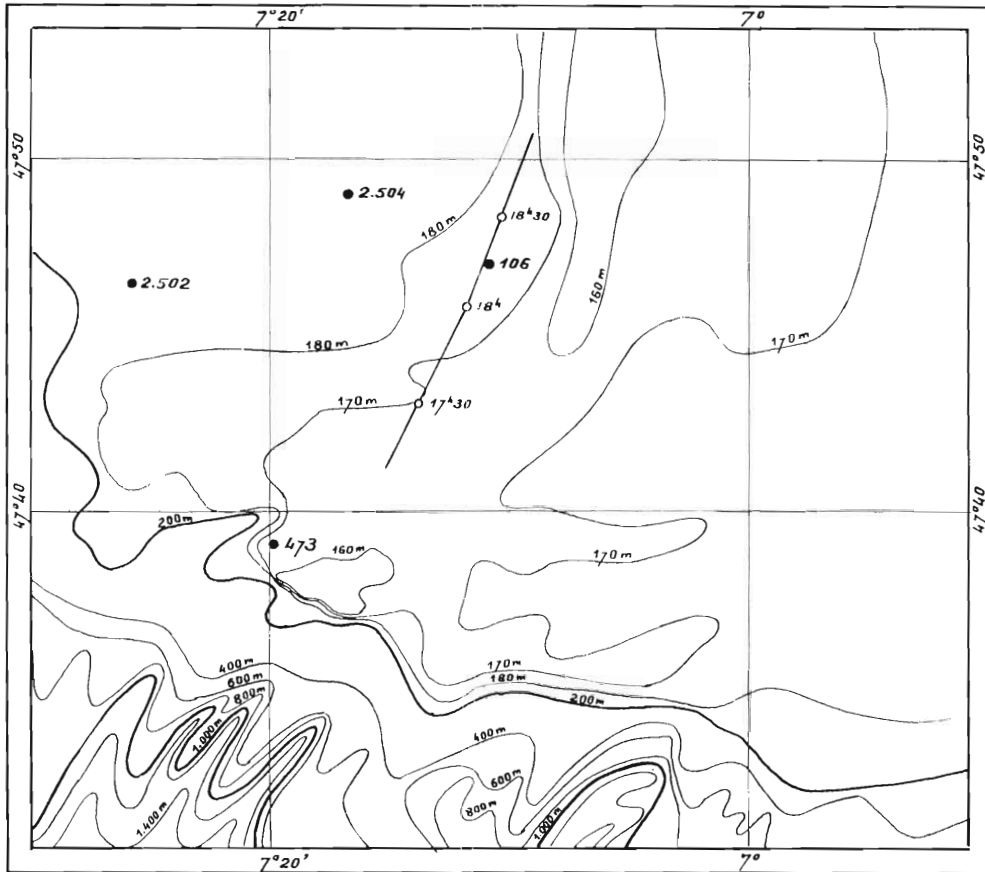


FIG. 1. — 17 h 30 - 18 h 30. Route de sondage du « Président-Théodore-Tissier ». 106, 473, 2.502, 2.504 emplacement des dragages. Bathymétrie d'après les levées du « Président-Théodore-Tissier » et la carte 4.735 (S.T.) du Service hydrographique de la Marine.

a) Etude de la sédimentation.

D. CARTWRIGHT et A. H. STRIDE ont très sommairement décrit le sédiment, dont le diamètre moyen des grains est d'environ 0.5 mm. Les sédiments de la région ridée avaient déjà été étudiés à différentes reprises, mais les deux auteurs anglais ne paraissent pas en avoir eu connaissance.

Station 473 (fig. 1). Les sédiments ont été décrits par J. FURNESTIN (1937). D'après cet auteur ils sont constitués de graviers et de coquilles. Les graviers dérivent de roches primaires : quartz micaschiste, schiste métamorphique, trois petits silex.

Station 2.502 (L. BERTHOIS, 1955). Le sédiment est un sable renfermant une fraction grossière mal classée et une fraction plus fine dont la granulométrie est plus sélective (fig. 3). Diamètre moyen : 0,500 mm.

Station 2.504. Le sédiment est constitué par des galets peu roulés de calcaire jaunâtre assez friable portant de nombreuses perforations par des phollades.

Station 106 (L. BERTHOIS, 1946). Le sédiment est un sable à granulométrie peu sélective dont les diamètres des grains s'échelonnent de 4 mm à 0,070 mm. Diamètre moyen : 0,230 mm. En définitive, le sédiment de la station 106 paraît moins grossier que celui récolté par D. CARTWRIGHT et A. H. STRIDE, tandis que celui de la station 2.502 semble être très voisin de celui qu'ils ont dragué.

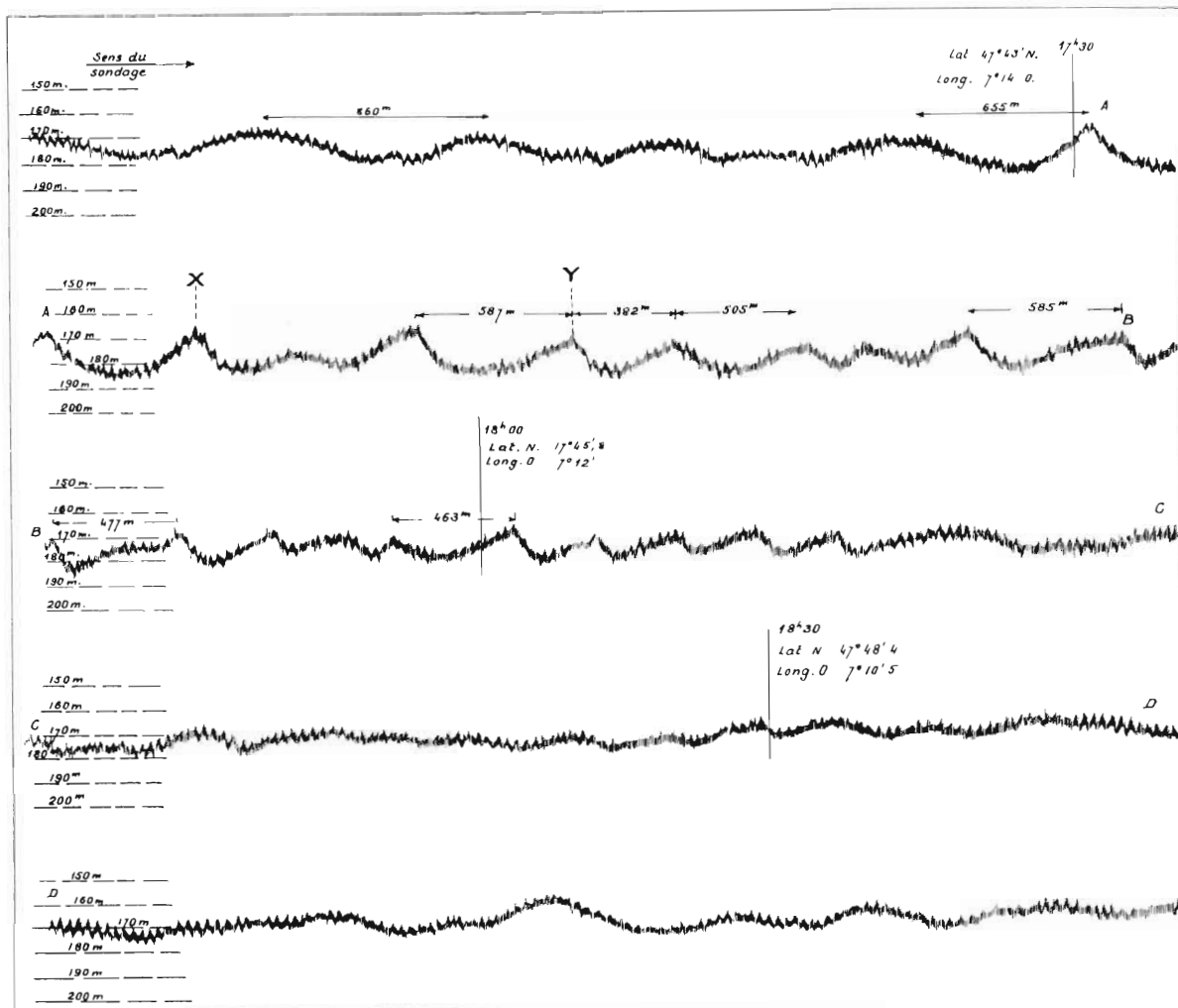


FIG. 2. — Profil transversal des rides d'après les sondages du « Président-Théodore-Tissier ».

b) Condition de formation des rides sur un fond constitué par les sédiments récoltés.

Les sédiments dragués dans la région sont constitués par :

Station 473 (J. FURNESTIN, 1937). Gravieres et coquilles. Bien que les dimensions n'aient pas été précisées par l'auteur, on peut en inférer qu'il n'a pas désigné sous le terme de graviers des éléments ayant moins de 5 mm de diamètre.

Station 2.502 (L. BERTHOIS, 1955). Sable grossier, mal classé, dont les éléments s'échelonnent entre 12 mm et 0,190 mm (fig. 3). Le sédiment récolté par CARTWRIGHT et STRIDE apparaît, d'après son grain moyen, assez voisin du précédent.

Station 2.504 (L. BERTHOIS, 1955). Galets.

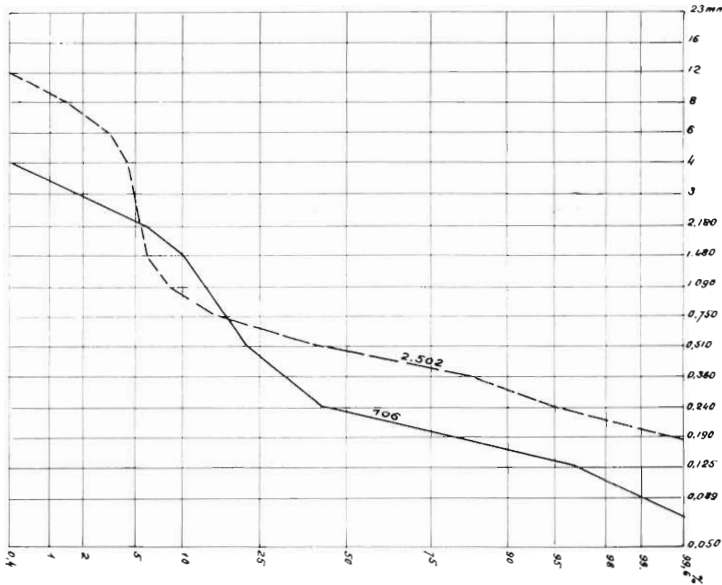


FIG. 3. — Courbes granulométriques cumulatives.

Compétence sur un fond uni

Grains	Vitesse au fond
10 mm	0,95 m/sec.
5	0,67
1	0,32
0,5	0,25
0,2	0,18
0,1	0,17

Compétence sur un fond originellement ridé

Grains	Vitesse au fond
3 mm	0,45 m/sec.
1	0,28
0,5	0,20
0,2	0,13
0,1	0,12

Station 106 (L. BERTHOIS, 1946). Sable mal classé dont les éléments s'échelonnent entre 4 mm et 0,070 mm (75 % du sédiment étant constitué par des grains > 0,200 mm).

L'abaque de HJULSTRÖM (1939) permet de connaître les vitesses de courants de fond capables de provoquer la formation de rides sur un fond uni formé de sédiments présentant les granulométries mentionnées précédemment (fig. 4).

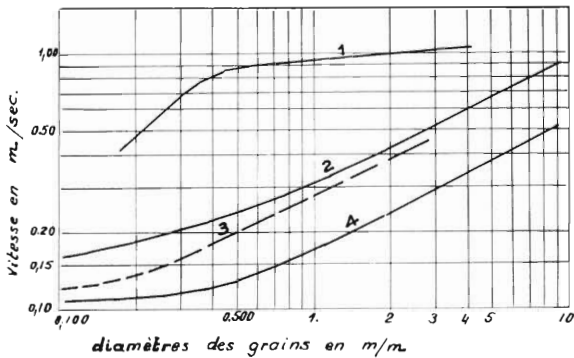


FIG. 4 — Diagramme de la vitesse moyenne compétente d'après les observations de BROGARDI, HO, INDRI, MÉNARD et du Laboratoire hydraulique LINTON: 1. Vitesse maximum pour laquelle il existe des rides; 2. Compétence sur fond uni; 3. Compétence sur fond ridé, 4. Cessation du mouvement de fond.

Par conséquent :

en supposant un fond sableux originellement uni, dont les éléments ont été déplacés par un courant marin et forment des rides, il faut attribuer à ce courant de fond des vitesses qui ne peuvent être inférieures à 0,17 ou 0,18 m/ sec. pour déplacer la fraction la plus fine des sédiments ;

en supposant un fond sableux originellement ridé, un courant de 0,20 m/sec. peut déplacer les éléments de diamètre inférieur à 0,500 mm.

c) Courants dus au vent.

On sait l'importance de la déviation due à la rotation de la terre sur un courant marin résultant de l'action du vent.

W. EKMAN (1905) a précisé qu'en allant de la surface vers la profondeur, la vitesse du courant diminue et change d'orientation jusqu'à prendre, à une certaine profondeur, une direction

qui est opposée à celle de la surface.

exactement opposée à celle du courant de surface. Ce niveau a été appelé par EKMAN la « profondeur de frottement ».

Cette profondeur de frottement varie en fonction de la latitude du lieu et les extrémités des vecteurs de vitesse des courants, projetés sur un plan horizontal, s'échelonnent sur une spirale logarithmique (L. BERTHOIS et G. COLLETTE, 1950). Dans le même travail, un abaque (fig. 3) montre qu'à la latitude de 47°40', la profondeur de frottement est située à environ 65 m ; à l'aide de l'abaque n° 2 et après avoir calculé l'angle du vecteur qui est donné par $\varphi' = \frac{z^1}{D} \times 180^\circ$ (z^1 profondeur à laquelle on veut déterminer la vitesse du courant, D profondeur de frottement), on trouve qu'un courant de surface de 1 nœud est réduit, près du fond, à 0,17 de sa valeur initiale, soit 0,08 m/sec.

Pour déplacer des grains de 0,200 mm sur un fond uni, il faut, au fond, un courant de 0,18 m/sec. (voir § b ci-dessus), ce qui correspond à un courant de surface de :

$$\frac{0,18 \text{ m/sec.}}{0,08 \text{ m/sec.}} = 2,2 \text{ nœuds.}$$

Mais ce courant de vent, dont la vitesse peut être admise, ne déplacerait que 20 % des grains du sédiment de la station 106 et aucun des grains du sédiment de la station 2.502.

Pour déplacer, sur un fond uni, des grains de 0,500 mm représentant 50 % des grains du sédiment de la station 2.502 et 80 % de ceux de la station 106, il faudrait un courant de vent dépassant 3,2 nœuds en surface.

Il faut bien admettre que, si de tels courants existent, ils sont très exceptionnels. D'autre part, ils ne permettent d'expliquer le transport des éléments > 0,500 mm que par basculement après affouillement des grains plus petits. Je noterai, pour terminer, que pour déplacer des grains de 5 mm, un courant de surface de 8 nœuds serait nécessaire. Or, si dans le sédiment de la station 106, ces grains > 0,500 mm ne représentent que 20 % de l'ensemble, dans celui de la station 2.502 ils constituent 50 % du sédiment, et dans les stations 473 et 2.504 ils forment la totalité du dépôt.

Je supposerai, maintenant, le transport des sédiments sur un fond originellement ridé. Le déplacement des grains de 0,200 mm ne nécessite plus, au fond, qu'un courant de 0,13 m/sec., soit, en surface, un courant de vent de 1,7 nœuds.

Pour des grains de 0,500 mm, le courant de fond est de 0,20 m/sec., soit, en surface : 2,5 nœuds.

d) Courants de marée dans la région du banc de la Chapelle.

Les courants de marée de la région ridée sont définis avec précision sur la carte du Service hydrographique de la marine n° 4.735 (S. T.), point E de coordonnées géographiques 47°40' lat. N et 7°10' long. W Gr.

En marées de mortes eaux, les vitesses de ces courants, en surface, sont comprises entre 0,205 et 0,257 m/sec. En marées de vives eaux, les vitesses sont comprises entre 0,360 et 0,514 m/sec. J'ai représenté (fig. 5) un diagramme en étoile de ces vitesses de courants qui sont exprimées en m/sec. pour faciliter la comparaison avec les résultats des études en laboratoire.

L'examen de ce diagramme montre que :

1° Les plus grandes vitesses de courant se trouvent dans le secteur nord-est à sud-est. Leur direction résultante est d'environ 95°.

2° La direction des crêtes de rides définie par CARTWRIGHT et STRIDE est de 110°, c'est donc une direction quasi-parallèle à celle des courants les plus intenses, alors qu'elle devrait lui être perpendiculaire.

3° Les rides seraient donc plutôt orientées par les courants de jusant, dirigés vers le sud-ouest avec des vitesses, en surface, de 0,360 m/sec. à 0,462 m/sec.

La raideur des pentes des rides sondées par le « Président-Théodore-Tissier » confirme que les crêtes sont orientées très sensiblement normalement à sa route qui était de 26°. Par conséquent, la direction moyenne des crêtes indiquée par CARTWRIGHT et STRIDE est confirmée.

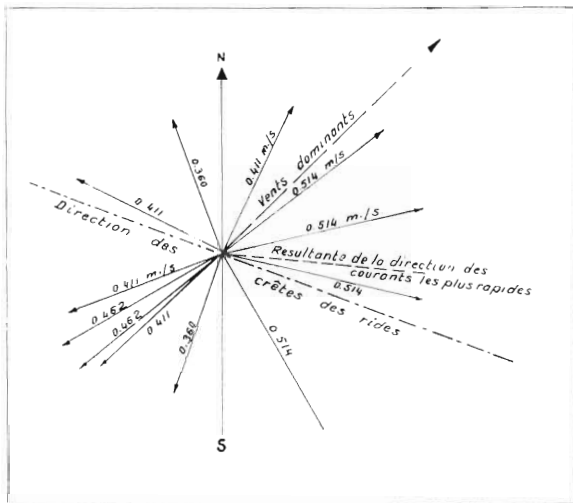


FIG. 5. — Diagramme des courants de surface au point 47°40' lat. N et 7°10' long. W. Gr.

La pente abrupte des rides est située vers le NE, c'est-à-dire à droite, dans le sens de la route de sondage. Or, si les rides étaient orientées par le courant de jusant dirigé vers le SW, le côté abrupt devrait être à gauche. Du reste, avec des vitesses de courants de jusant et de flot déjà si voisines en surface et par conséquent quasi égales au fond où elles sont fortement réduites, on explique assez mal que les rides ne soient pas symétriques. C'est cette question de la propagation du courant sur une verticale qu'il faut maintenant examiner.

Dans le cas des courants de marée, la masse d'eau se déplace sur toute sa hauteur et, par conséquent, la propagation verticale n'obéit plus à la relation d'EKMAN, principalement dans les zones relativement étroites comme le Pas de Calais, où les vitesses de fond sont plus grandes qu'en pleine mer.

Ce sont cependant les mesures de vitesses de courants dues à VAN VEEN que je prendrai comme référence, en notant toutefois qu'étant donnée la région où elles ont été faites, les chiffres obtenus seront certainement plus élevés que ceux applicables au banc de la Chapelle.

A l'aide des données réunies dans le tableau I, il est possible de calculer le rapport $\frac{\text{vitesse à } 0,15 \text{ m du fond}}{\text{vitesse en surface}}$.

	Profondeurs supérieures à 50 m (65 m à 51,50 m)	Profondeurs inférieures à 50 m (49 m à 15,10 m)
Flot	0,24 à 0,48 - moyenne 0,37	0,31 à 0,53 - moyenne 0,41
Jusant	0,09 à 0,50 - moyenne 0,30	0,36 à 0,43 - moyenne 0,39

Mesures de L. BERTHOIS au large de l'estuaire de la Loire, vitesses mesurées de 1,00 à 1,75 m du fond, profondeur 9 m à 22,50 m :

	V. fond/V. surface	
	Flot	Jusant
Petit Charpentier	0,44	0,23
Bouée Euler	0,14	0,62
Bouée S.N.3	0,64	0,35
Moyennes	0,41	0,40

Ces résultats montrent que, dans une zone océanique ouverte, comme c'est le cas au large de l'estuaire de la Loire, les courants mesurés à 1 m ou 1,75 m du fond, représentent, par rapport aux courants de surface, le même coefficient de proportionnalité qu'à 0,15 m du fond dans le Pas de Calais (profondeurs inférieures à 50 m). On peut donc en conclure qu'à 0,15 m du fond, sur le banc de la Chapelle, le rapport des vitesses entre le fond et la surface serait notablement moins élevé que dans le Pas de Calais. Ceci paraît d'autant plus vraisemblable qu'en comparant les

valeurs moyennes déduites des mesures de VAN VEEN, pour les profondeurs inférieures et supérieures à 50 m, on peut constater que le rapport diminue lorsque la profondeur augmente :

profondeurs inférieures à 50 m 0,39 à 0,41
 profondeurs supérieures à 50 m 0,30 à 0,37.

Il est bien évident que sur le banc de la Chapelle, à 165 m de profondeur, le rapport des vitesses sera encore notablement plus faible. En établissant une proportionnalité entre les profondeurs et la réduction des vitesses de courant, il apparaît que, sur le banc de la Chapelle, la vitesse du courant de marée près du fond n'atteint probablement pas 0,20 de la vitesse du courant de marée en surface. Les vitesses maxima des courants de marée sont de 0,514 m/sec. en surface, soit au fond : 0,10 m/sec. De tels courants ne peuvent déplacer qu'une faible fraction des sédiments dragués, même ceux de la station 106, aussi bien sur fond ridé que sur fond uni.

D'autre part, j'ai déjà fait remarquer que la résultante de la direction des courants les plus rapides fait un angle très faible avec celle des crêtes des rides. C'est seulement le courant N-NE de 0,41 m/sec. (fig. 5) qui pourrait être favorable parce que perpendiculaire aux rides, mais sa vitesse au fond ne peut atteindre que 0,08 m/sec. et, par conséquent, il est inefficace.

e) Cascading.

Les travaux de L. H. N. COOPER et D. VAUX (1949-1951-1952) ont montré l'importance du cascading à la limite du plateau continental de la Mer celtique sur l'Atlantique. A. GUILCHER et J. BEAUJEU-GARNIER (1958) ont donné une vue d'ensemble de ce mouvement des eaux de la Mer celtique qui sont assez refroidies durant certains hivers pour pouvoir couler par gravité sur la pente continentale jusqu'à 250 à 400 m.

Ce courant est lent, puisque la cascade observée en février 1957 s'est écoulée vers l'ouest à la vitesse de 0,6 milles par jour. Il ne peut donc pas être mis en cause pour expliquer la formation des rides. Mais, même si sa vitesse était momentanément beaucoup plus importante, il édifierait des rides dont le côté abrupt serait orienté vers le S-SE alors que les rides observées ont leur flanc abrupt au N-NE (fig. 2).

TABLEAU DES LIGNES DE SONDRAGE
 (par fond inférieur à 200 m)

Origine		Fin	
Lat. nord	Long. ouest	Lat. nord	Long. ouest
53°15'	13°50'	53°05'	14°16'
50°52'	10°56'	50°53'	11°08'
47°34'	6°42'	47°35'	6°37'
47°32'	6°38'	47°35'	6°53'
47°06'	5°20'	47°03'	5°29'
47°00'	5°20'	47°14'	4°31'
46°48'	5°02'	46°52'	5°10'
46°52'	5°10'	47°00'	5°20'
44°58'	2°18'	45°01'	2°16'
44°58'	2°14'	44°48'	2°05'
44°43'	1°57'	44°42'	1°47'
44°42'	1°47'	44°41'	1°31'

f) Zone ridée et non ridée.

Au cours des sondages aux ultra-sons qui ont été faits pour l'étude topographique du talus du plateau continental (L. BERTHOIS et R. BRENOT, 1957) les routes de sondages ont, le plus souvent, été tracées parallèlement à la ligne de rupture de pente du plateau. Mais de nombreuses transver-

sales ont débordé le talus et pénétré sur le plateau. Sur ces sondes, dont les profondeurs sont comprises entre 200 m et 160 m, il n'a jamais été observé de grandes rides analogues à celles du banc de la Chapelle. Dans le tableau ci-dessus, j'ai indiqué la position de ces principaux sondages, par les coordonnées des points extrêmes des lignes de sonde entre lesquels aucune ride n'a été observée.

Je dois cependant mentionner que, dans la zone lat. N 44°43' long W 1°57' à lat. N 44°42' long W 1°47', se présentent de petites rides analogues à celles du réseau secondaire superposé aux grandes rides du banc de la Chapelle. Il est possible que les petites rides soient beaucoup plus fréquentes que nous le supposons actuellement. Les sondages exécutés en collaboration avec R. BRENOT ont été faits à l'aide d'un appareil Kelving-Hugues habituellement réglé de 0 à 1 500 m. A cette échelle, les grandes rides ne peuvent pas échapper à l'observation mais les petites rides n'apparaissent pratiquement pas. Elles n'ont été décelées qu'à cause d'un changement d'échelle et d'une importante augmentation de la puissance d'émission. Ces opérations qui avaient été faites pour préparer un chalutage ont été rarement répétées. Une recherche systématique des petites rides reste donc à entreprendre.

Ce qu'il faut retenir de ces résultats, c'est que les grandes rides de plusieurs centaines de mètres de longueur d'onde sont probablement très peu abondantes.

RESUME ET DISCUSSION DES RESULTATS

1° Formation des grandes rides.

Après avoir rappelé les principales hypothèses actuellement admises pour expliquer la formation des rides, j'ai appliqué ces résultats à l'étude de la sédimentation dans les grandes rides sous-marines du sud de la Mer du Nord, de la Mer d'Irlande et enfin du banc de la Chapelle.

Je discuterai en détail les conditions de sédimentation des rides du banc de la Chapelle, après en avoir exposé les prémisses pour tenter de vérifier l'opinion de CARTWRIGHT et STRIDE, qui les attribuent à l'effet de courants actuels.

a) *Caractéristiques sédimentaires.* Granulométriquement, les sédiments de la région ridée sont formés de galets (station 2.504), de graviers et coquilles (St. 473) et enfin de graviers et sables (St. 2.502, 106 et dragage de CARTWRIGHT et STRIDE). Les courbes cumulatives de la figure 3 montrent des sédiments composés de deux stocks granulométriques distincts : une fraction grossière assez mal triée et une fraction fine à triage plus sélectif. Cette répartition des grains diffère profondément de celle observée sur les grandes rives de l'estuaire de la Loire, notamment dans la région de l'île de Bois où la répartition des grains est toujours très sélective (L. BERTHOIS, 1954). Mais ces rides sont édifiées par des courants qui dépassent souvent 0,60 m/sec. au fond.

b) *Courants capables d'édifier des rides dans les sédiments récoltés.* J'ai montré que les courants résultant du « cascading » ne pouvaient être retenus pour expliquer la formation des rides, je discuterai donc seulement en détail les forces développées par les courants dus au vent et les courants de marée, séparément, puis ensemble.

1° Courants dus au vent.

La crête des rides fait, avec la direction des vents dominants de sud-ouest, un angle de 65°. Non seulement les courants dus au vent sont très affaiblis à partir de 65 m, à la latitude considérée, mais leur sens est inversé en profondeur. Par conséquent, si leur vitesse était suffisante, ils édifieraient des rides dont le flanc abrupt se trouverait vers le sud-ouest alors que le flanc abrupt des rides observées est orienté vers le nord-est.

Pour qu'un courant édifie des rides sur un fond uni, il doit être capable d'en déplacer tous les éléments ou, tout au moins, une proportion très élevée. Les sédiments du banc de la Chapelle renferment des grains dépassant 10 mm. En limitant à 5 mm la dimension maximum des grains déplacés dans le sédiment de la station 2.502 (soit environ 96 % au total) il faudrait imaginer un courant de surface de 8 nœuds, ce qui est impossible.

Un courant permanent qui ne peut transporter qu'une faible proportion d'un tel sédiment, par exemple les grains $< 0,500$ mm, enlèvera progressivement la fraction fine, déchaussera les gros éléments qui pourront basculer et subir, de ce fait, un petit déplacement à la faveur de ce déséquilibre momentané, mais ce courant sera incapable de modifier profondément la topographie du fond. Il ne pourra, à la limite, que le transformer en une surface graveleuse par enlèvement total de la fraction fine.

Le transport des grains sur un fond originellement ridé exige des vitesses moins importantes que sur un fond uni mais le courant de surface dû au vent, capable de les engendrer, est encore trop important et son existence bien improbable.

2° *Courants de marée.*

La résultante des courants de marée les plus rapides, en flot, fait un angle très faible (environ 15°) avec la direction des crêtes des rides alors qu'elle devrait, suivant l'hypothèse émise, leur être perpendiculaire.

Les courants de marée ont, en jusant, une direction quasi-normale aux crêtes des rides et satisferaient ainsi à l'une des conditions essentielles mais, d'une part, ils sont moins rapides que les courants de flot et, d'autre part, la face abrupte des rides est orientée vers le NE.

3° *Action conjuguée des courants de marée et des courants dus au vent.*

L'action conjuguée du vent et du courant de marée, lorsque les deux forces sont dirigées dans le même sens, peut-elle déplacer les sédiments et former les grandes rides du banc de la Chapelle ? Cela paraît peu probable pour les raisons suivantes :

La résultante de la direction des courants de marée les plus intenses fait un angle d'environ 45° avec celle des vents dominants de direction sud-ouest. Les deux actions ne sont donc pas rigoureusement totalisées.

La direction des crêtes des rides est fort éloignée de la perpendiculaire aux directions résultant de la combinaison des deux actions.

Les courants engendrés au fond par l'action conjuguée des courants de marée et des courants dus au vent sont insuffisants pour déplacer le stock granulométrique total des sédiments, (Les grandes rides de l'estuaire de la Loire sont édifiées par des courants dépassant au fond $0,60$ m/sec.)

Même cette action conjuguée ne peut déplacer qu'une fraction peu importante des sédiments dragués sur les grandes rides du banc de la Chapelle. Une étude des sédiments s'étendant jusqu'à la Grande Sole m'avait déjà, antérieurement, conduit à admettre que l'ensemble de ces dépôts ne pouvait pas être dû à la seule action des courants actuels (L. BERTHOIS, 1955).

En définitive, contrairement à l'opinion de CARTWRIGHT et STRIDE, dans l'état actuel de nos connaissances des fonds et des courants dans la région du banc de la Chapelle, il semble n'exister aucun courant de marée ou de vent agissant seul ou en action conjuguée qui soit capable d'édifier, à partir d'un fond uni, avec des matériaux semblables à ceux dragués, les grandes rides décelées par les sondages des navires « Discovery II », « Sarsia » et « Président-Théodore-Tissier ».

Il faut donc, au moins provisoirement, admettre que ces rides se sont formées à une époque où les courants marins, près du fond, étaient plus rapides qu'actuellement, donc très probablement à une époque où la hauteur d'eau était notablement plus réduite. On peut alors penser que ces grandes rides, partiellement constituées de sédiments grossiers, ont été édifiées au cours de la dernière grande régression marine, sans doute flandrienne. Lors de la transgression qui a suivi, l'augmentation importante de la hauteur d'eau a entraîné une réduction des vitesses de courant du fond et le modelé initial s'est conservé, au moins dans ses grandes lignes.

2° **Formation des petites rides.**

Dans la description des grandes rides observées sur le banc de la Chapelle, j'ai signalé que leur surface était recouverte d'un réseau de petites rides de 30 à 40 m de longueur d'onde et de 2,50 m à 3 m de hauteur.

J'ai précédemment montré que la fraction la moins grossière des sédiments dragués était vraisemblablement déplacée par les courants lorsque des conditions favorables se trouvaient réunies pour exercer leur force dans le même sens : courants dus au vent, courants de marée, peut-être même courant engendré par le « cascading ».

J'ai profité de la grande netteté de la bande de sondage par ultra-sons pour agrandir les petites rides au voisinage des points X et Y de la figure 2 (fig. 6).

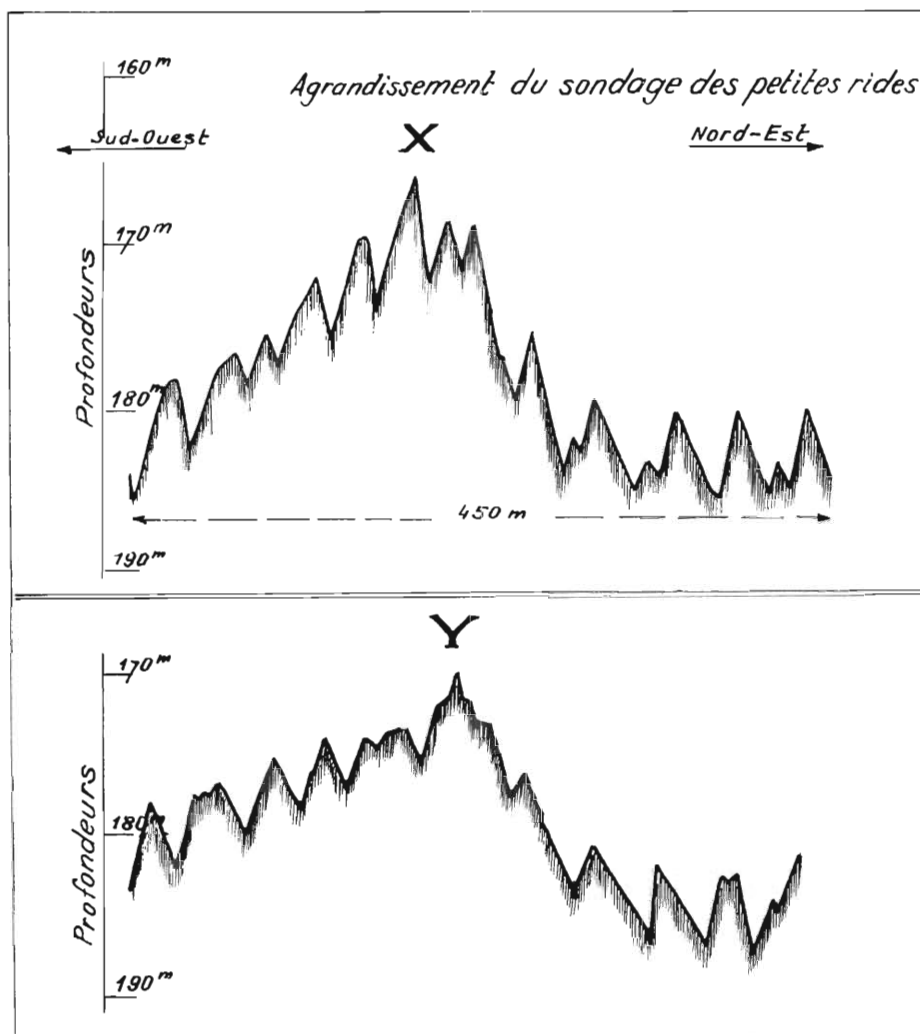


FIG. 6. — Agrandissement des « petites rides » visibles sur la figure 2.

Il est très important d'observer que, sur toute la bande de sondage, les petites rides sont symétriques ou qu'elles présentent une pente abrupte au sud-ouest, c'est-à-dire en sens inverse des grandes rides dont la pente abrupte est nord-est. Cette disparité serait tout à fait inexplicable si l'on admettait que grandes et petites rides sont contemporaines. Le courant qui serait assez puissant pour édifier les grandes rides et donner à leur face abrupte l'orientation nord-est ne pourrait pas, en même temps, édifier les petites rides en leur donnant une orientation inverse (sud-ouest.)

La seule explication possible me paraît être la suivante : les grandes rides ont été édifiées antérieurement, dans des conditions océaniques tout à fait différentes des conditions actuelles. Les petites rides sont formées par les courants actuels lorsque des conditions favorables se trouvent réalisées ainsi que je l'ai précisé plus haut. Cette hypothèse se trouve confirmée par la granulométrie très particulière des sédiments dragués. Il est normal d'admettre que le sédiment grossier de la grande ride, sous-jacente, se trouve atteint par la drague dans le creux des petites rides. On obtient alors deux stocks granulométriques très dissemblables : un stock grossier et mal trié et un stock fin dont les éléments sont nettement mieux sélectionnés.

3° Conclusions.

La morphologie des rides du banc de la Chapelle et l'analyse granulométrique des sédiments qui les constituent montrent que :

Les grandes rides sont probablement fossiles, tandis que les petites rides qui les surmontent paraissent être édifiées par les courants actuels.

D'autre part, il semble que les grandes rides soient assez rares, les nombreux sondages pratiqués par des fonds inférieurs à 200 m n'en ayant pas révélé d'autres. Par contre, les petites rides se rencontreraient probablement plus fréquemment, mais leur recherche systématique reste à entreprendre.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLADE (P.), 1953. — Etude des fonds sableux en Loire maritime. Nature et évolution des ridens. — *Bull. C.O.E.C.*, 5 : 163-177.
- BAGNOLD, 1940. — Beach formation by waves. — *J. Inst. Civ. Eng. A.B.*
- 1941. — The physics of blown sand and desert dunes. — London Methuen.
- BERTHOIS (L.), 1950. — Contribution à l'étude lithologique des galets du fond de la Manche. — *Cahiers du C.R.E.O.*, n° 3.
- BERTHOIS (L.) et COLLETTE (G.), 1950. — Note sur la construction graphique de la spirale d'Ekman. — *Cahiers du C.R.E.O.*, 1, n° 2.
- BERTHOIS (L.), 1954. — Granulométrie des sédiments dans les rides marines et fluviales. — *Rev. Géom. dyn.*, 5^e année, n° 4 : 168-178.
- 1955. — Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le Golfe de Gascogne. — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, 19 (4) : 512.
- 1957. — Recherches sur les sédiments de la Mer du Nord et de la Mer d'Irlande. — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, 21(4) : 485-554.
- BERTHOIS (L.) et BRENOT (R.), 1957. — Note préliminaire sur la topographie du talus du plateau continental dans le Golfe de Gascogne. — *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, 21 (3) : 435-437.
- BOWDEN (F. K.), 1955. — Physical oceanography of the Irish Sea. — *Min. Agr. Fish — Fish Invest. Serv.*, II 18, n° 8 : 67.
- BUAT (DU), 1876. — Principes d'hydraulique. — Imprimerie de Monsieur, Paris.
- CANDOLLE (DE), 1883. — Rides formées à la surface du sable déposé au fond de l'eau. — *Ann. Sciences phys. et nat. Genève*, 3^e série, 9.
- CARTWRIGHT (D.) et STRIDE (A. H.), 1958. — Large sand waves near the edge of the continental shelf. — *Nature*, Londres, vol. 181 : 41.
- COOPER (L. H. N.) et VAUX (D.), 1949. — Cascading over the continental slope of surface water from the Celtic Sea. — *J. Mar. biol. Ass. U. K.*, 28 : 719-750.
- COOPER (L. N.), 1951-1952. — Processes of enrichment of surface water with nutrient due to strong winds blowing on to a continental slope. — *Ibid.*, 30 : 453-464.
- 1951. — Water movement over the continental slope in relation to fisheries hydrography. — *J. Cons. int. Explor. Mer, Rapp. et P.V.*, 131 : 44-50.

- DURAND (R.), 1951. — Transport hydraulique de graviers et galets en conduite. — *La houille blanche*, N° spéc. B.
- DOODSON (A. T.) et CORKAN (R. H.), 1932. — The principal constituents of the tides in the english and irish Channel. — *Phil. Trans. roy. Soc. Londres*, Serie A, vol. **231** : 29-53.
- EKMAN, 1905. — On the influence of the earth's rotation on ocean currents. — *Ark. Mat. Astr. Och. Fysik Sv. V. Ak. Stokolm*, vol. **2**, n° 11.
- FAUQUET, 1951. — Contribution à l'étude des rides du sable. — *Bull du C.O.E.C.*, juin : 206.
- FURNESTIN (J.), 1937. — Dragages géologiques de la 4^e croisière du « Président-Théodore-Tissier ». — *Rev. Trav. Off. sci. techn. Pêches marit.*, **10**, n° 38 : 253.
- FOREL, 1883. — Les rides de fond étudiées dans le lac Léman. — *Ann. Soc. phys. et nat. Genève*, 2^e série, **10**.
- FRANKLE, 1953. — Au sujet du mouvement des ondes de sable. — *C. R. Ac. Sc. U.R.S.S.*, n° 1.
- GILBERT, 1914. — The transportation of debris by running water. — *U. S. geol. Surv. Prof. paper*, n° 86.
- 1917. — Ripple marks and cross-bedding. — *Géol. Soc. Amer. Bull.*, vol. **10**.
- GUILCHER (A.), 1951. — La formation de la Mer du Nord, du Pas de Calais et des plaines environnantes. — *Rev. Géog. de Lyon* : 311-329.
- 1957. — Cours d'océanographie. Hydrologie des Océans et des Mers. — C.D.U. Paris.
- GUILCHER (A.) et BEAUJEU-GARNIER (J.), 1958. — L'Europe du Nord et du Nord-Ouest. — **1**, Col. Orbis, Paris.
- HANSEN (W), 1952. — Gezeiten und gezeitenstrome der Habtäyigen Hauptmond tide M. 2. in der Nordsee. — *Deutsche Hydr. Zeitsch. Ergänzungshel.*, **1**.
- HJÜLSTÖM, 1939. — Recent marine sediments. — *Parker D. Trask Pub. Amer. Assoc. Petrol, geol.*
- KINDLE, 1917. — Recent and fossil ripple marks. — *Geol. Mag.*, vol. **16**.
- LABAYE, 1948. — Note sur le débit solide des cours d'eau. — *La houille blanche*. N° spéc. A : 13.
- LACOMBE, 1951. — Les marées de la Manche. — *Bull. Inst. oceanogr., Monaco*, n° **889**.
- MACHINSKY, 1952. — Systèmes de tourbillon sujets à certaines conditions de minima. — Application à la formation des rides. — *Ann. de Géoph.*, **8**, n° 4.
- MENARD, 1950. — Sediment movement in relation to current velocity. — *J. of. Sed. Petrol.*, vol. **20**, n° 3 : 148-160.
- QUENEY, 1951. — Classification des rides de sable et théorie ondulatoire de leur formation. — *Coll. int. du C.N.R.S. Alger*.
- 1953. — Phénomènes de résonance et d'instabilité dans les écoulements barotropes avec applications aux ondes atmosphériques de grande échelle. — *Ann. de Géophys.*, **9** (3).
- ROUVILLE (DE), 1946. — Application des essais sur modèle réduit à certaines formes de rivage. — *Génie civil*, janv.
- 1947. — Etude sur les rides de sable. — *Bull. du C.O.E.C.* décembre.
- 1948. — Observations sur les rides de sable. — *Génie civil*, février.
- SIAU, 1841. — Recherches préliminaires à l'établissement d'un port à Saint-Gilles en Vendée. — *Ann. des P. et Ch.*
- SIMON, 1947. — Les rides de sable. — *Génie Civil*, septembre.
- TISON, 1948. — Origine des ondes de sable et des bancs de sable sous l'action des courants. — 3^e congrès de l'A.I.R.T.H.
- VAUGHAN CORNISH, 1897. — On the formation of sand dunes. — *Geogr. J.* vol. **9**.
- VAN VEEN, 1936. — Onderzoekingen in de Hoorden. — Thèse, Leyde