

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 51 (1958)
Heft: 3: Le Ve congrès international de sédimentologie, Suisse, 1958 :
Genève et Lausanne, 2-7 juin

Artikel: Communications présentées au Congrès
Autor: Andel, Tjeerd H. van / Falke, Horst / Accordi, Bruno
Kapitel: A: Sédimentation actuelle et récente
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-162445>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 12.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Communications présentées au Congrès

A. SÉDIMENTATION ACTUELLE ET RÉCENTE

1. – TJEERD H. VAN ANDEL (University of California Scripps Institution of Oceanography La Jolla, California): **Application of Recent Sediment Studies to the Interpretation of Ancient Deposits.**

ABSTRACT

The importance of studies of Recent sediments for the interpretation of facies, paleogeography and depositional history of ancient basins can be discussed under two headings; (1) regional paleogeographic investigations of basinwide extent; and (2) local studies of a detailed nature (for example oil field scale) of sediment characteristics and trends of sedimentary bodies. This paper is concerned exclusively with the first of these objectives. Various aspects of the study of ancient sedimentary facies and of paleogeography are discussed in connection with the results of modern regional studies of Recent depositional basins as for example the Gulf of Mexico, Orinoco shelf, and the Rhone and Rhine deltas.

Principal aspects of paleogeographic research are: (1) the recognition and mapping of facies units and the position of shore lines; (2) the location and nature of sediment sources and the pattern and rate of sediment supply; (3) the degree and type of tectonic control, tectofacies distribution and the rate of subsidence; and (4) the study of trans- and regressions and the depositional history of the basin. The results are of interest, both geologically and also economically, since they, for example, permit the identification of zones of potential oil source and reservoir rocks and the evaluation of the times, direction and efficiency of oil migration.

As a consequence of the principle of uniformitarianism, if accepted with reservations, the study of Recent sediments is one of the key methods leading to the interpretation of ancient deposits. Close correlation between these two types of research, however, is required, since many techniques applied to Recent sediments are not applicable in the study of ancient deposits, and time and the vertical sequence of beds so important in ancient deposits are not readily studied in modern sedimentary basins.

In a regional approach as discussed here where control points are widely spaced, both vertically and horizontally, broad facies units have to be used. By simple techniques a number of such units have been distinguished and described for various modern basins, as for example the Gulf of Mexico and the Orinoco shelf. Their patterns and characteristics are outlined briefly. Very similar facies and facies patterns can be distinguished in many ancient basins, of which the older Tertiary of Western Venezuela may be cited as an example. Basic techniques in such a study are isopach, lithofacies, biofacies and simple petrographic analysis.

Studies of the mineralogical composition of Recent sediments based on heavy and light minerals have shown that far-reaching conclusions can be drawn concerning the nature of the source areas and the patterns of distribution of the sediments. Good examples are the Gulf of Mexico and the Gulf of Paria-Trinidad. Occasionally, severe limitations are imposed by the presence of strong facies control of mineral assemblages as shown by a study of the Rhone delta. Interesting examples of the application of mineralogical analysis to the investigation of the depositional history of sedimentary basins are provided by the Tertiary Molasse Basin in Bavaria, Germany, and by the Cretaceous and early Tertiary of Western Venezuela.

In Recent sediments the approach so far has been very largely descriptive. Hence, the application to the investigation of ancient basins is restricted to direct comparison rather than based on the understanding of fundamental physical and chemical processes of sedimentation. Consequently, detailed applications have been successful primarily in Tertiary basins where physical and biological conditions were reasonably close to those prevailing today. Considerably more difficulty is encountered in the interpretation of Mesozoic and Paleozoic sediments because of the great differences in fauna, vegetation cover, source areas, climate and partly also general

tectonic conditions. Moreover, the study of Recent sediments has been restricted largely to clastic terrigenous deposits in just one type of tectonic and physiographic setting which is best typified by the Gulf of Mexico. Narrow basins with strong tectonism, fault grabens and intra-cratonic troughs, and calcareous, siliceous, phosphatic or ferruginous sediments have not received comparable attention. Great advances in our understanding of ancient basins may be expected when these blank spots obtain adequate coverage. Nevertheless, it is the author's conviction that much time and energy will be lost if ancient basins do not, simultaneously, receive similar attention, so that the results of both types of research may mutually influence each other.

2. – PIERRE BELLAIR (Paris): **La Sédimentation et la Sélection différentielle des Evaporites.** Avec 3 figures de texte.

Résumé

Les steppes nord-africaines et le Sahara proprement dit montrent actuellement des phénomènes de dépôts *per ascensum* importants: malgré l'épaisseur relativement faible de ces croûtes plus ou moins complexes, le tonnage de sels ainsi déposés est énorme en raison des surfaces affectées. D'autre part la sédimentation des chotts et sebkhas est loin de pouvoir être considérée comme une sédimentation lagunaire banale. L'un et l'autre de ces phénomènes de sédimentation aboutissent à une sélection saline isolant les diverses évaporites suivant leur degré de solubilité.

Le terme d'Evaporites évoque au premier abord une sédimentation lagunaire, par évaporation progressive d'une nappe d'eau libre: on l'imagine dans une lagune peu profonde, en bordure d'une mer qui fournit périodiquement l'apport salin en solution, ou dans une dépression fermée, en régime endoréique, où le lessivage continental des eaux de ruissellement amène progressivement le matériel soluble.

En réalité, ce type de sédimentation (pour lequel on est conduit à d'ingénieuses hypothèses afin d'expliquer la sélection saline qui amène la constitution de dépôts différenciés, gypse, potasse, sel gemme etc.) n'est sûrement pas le seul: il est même probable, pour les dépôts endoréiques, qu'il est loin de représenter le principal.

Le fonctionnement des chotts et sebkhas¹), véritables machines à évaporer l'eau (M. GAUTIER, 1953), est trop complexe pour admettre ce schéma simple de dépôt. D'autre part, sur d'énormes étendues désertiques, on observe des dépôts salins sans qu'il y ait jamais eu lagune ou nappe d'eau: c'est le cas de la majorité des croûtes carbonatées et gypsosalinées d'Afrique et d'Asie, comme des caliches américaines ou de leurs différenciations (chuco, costra, etc.) Les caliches à nitrates des déserts sud-américains sont classiquement des dépôts de piémont ou de pente. Les croûtes nord-africaines ont provoqué de vives discussions entre tenants de la formation *per ascensum* ou de celle par ruissellement ou dépôt laguno-lacustre. Il est d'ailleurs probable qu'il existe des formations de type mixte, où tous ces processus, ou seulement certains d'entre eux jouent un rôle. Ce sont ces processus complexes, beaucoup plus courants sans doute que ne l'admet l'opinion classique que je voudrais examiner ici.

1. La sédimentation «Pingo-Naled».

Aucun nom n'existe pour ce type de sédimentation, mais l'aspect morphologique du dépôt et dans une certaine mesure son mode de formation rappellent étrangement les *naled* russes et les *pingos* arctiques: il s'agit de lentilles de sels, soit in-

¹⁾ Nous ne différencierons pas les deux termes, bien qu'ils n'aient pas la même signification précise.

traformationnelles comme les pingos de glace dans un sol gelé, soit à la surface du sol, et formant alors de petites buttes, hautes de quelques décimètres ou plus, s'élevant au-dessus de la plaine ou de la surface du chott. La formation est analogue à celle du Naled russe, à cette différence près qu'au lieu qu'il s'agisse de la solidification d'un liquide, il y a seulement évaporation de ce dernier et dépôt des sels dissous. La croissance du dépôt est donc beaucoup plus lente, mais la vitesse de destruction (par redissolution, exceptionnelle en pays sec, ou par ablation éolienne) est beaucoup plus faible, de sorte que l'aspect morphologique est finalement le même.

Ce cas est courant au Sahara, avec des sources situées en plaine, au sommet de monticules de dépôts travertineux (au sens large, le mot n'impliquant pas la présence de calcaires); parfois même la source fonctionne comme un piège à sable éolien : on a alors des dunes colmatées par des sels variés : calcaires (plutôt exceptionnel quoique courant au Fezzâن : *Gatroun, Hofra*), gypse (*Nefzaoua*), aluns (*Serdèles, Fezzâن*), chlorures ou carbonates alcalins (*Djerid, Fezzâن*). La source d'Ouigh el Kebir, un des rares gros points d'eau entre Fezzâن et Tibesti est de ce type : la source est une vasque d'eau, perchée à un mètre vingt environ au-dessus d'une étendue plate, s'écoulant par débordement après une réalimentation pluviale : en somme, l'aspect morphologique d'un minuscule volcan dont la vasque serait le cratère. Des types analogues existent dans les chotts algéro-tunisiens. Dès que le niveau hydrostatique baisse, ce qui se produit à la saison chaude, l'ablation éolienne tend en général à araser la formation devenue sèche. Lorsqu'à l'inverse, il y a apport éolien, elle peut au contraire grandir, et on arrive à avoir une dune fixée, en forme de taupinière, avec une source, parfois transformée en puits installée au sommet (*Maharouga, Fezzâن*).

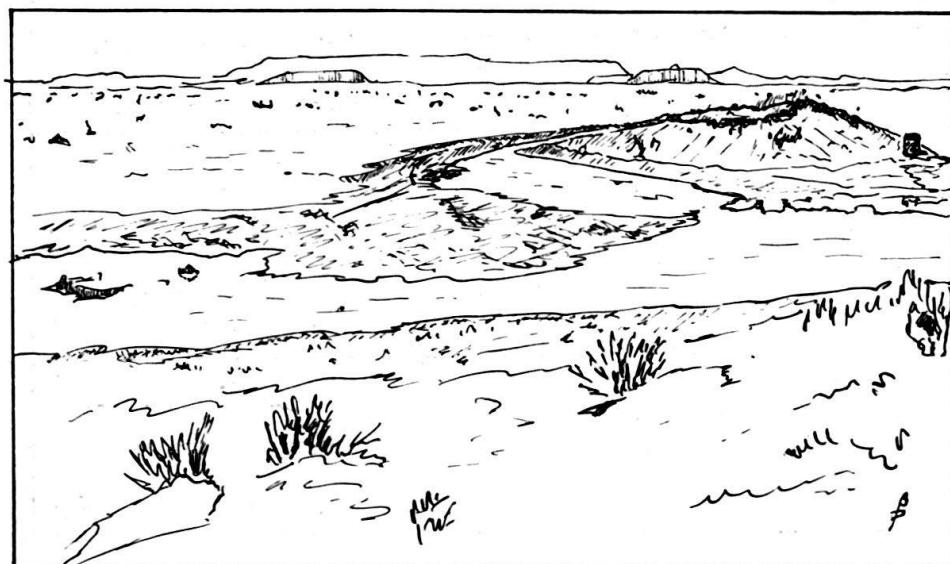


Fig. 1. La source d'Ouigh el Kebir (Fezzâن méridional), le 3 mars 1944. Monticule et eau s'écoulant sur quelques mètres. Au fond le Jebel Domaze. Le bidon à l'extrême droite est un tonnelet de 50 litres, et donne l'échelle.

Un type plus exceptionnel est représenté par le cône volcanique d'Ouahou en Namous au Fezzâن oriental : un cône de cendres de 150 mètres, au milieu d'une caldeira, est colmaté par un dépôt de natron et de sel gemme, qui se maintient par

suite de la rareté des précipitations: la nappe phréatique, salée et natronée, affleure en nappes d'eaux libres où le sel se concentre différentiellement tout autour du cône. Il est évident qu'il s'agit là d'un type extrême, mais de genèse analogue aux cas précédents.

En sens inverse, la lentille intraformationnelle saline peut passer à une dalle continue, imperméable, qui amène à la surface de certains chotts la formation de curieux phénomènes de sols polygonaux, comparables à ceux des régions arctiques, mais plus fugitifs (BELLAIR 1957). Cette dalle, située dans le chott Djerid à une profondeur de moins d'un mètre empêche l'infiltration des eaux de pluie ou de ruisseau rassemblées sur le chott en hiver: d'où la présence d'une mince pellicule d'eau, dissolution superficielle du sel et formation d'une bouillie fluide favorable à la formation des polygones. Ceux-ci ont des arêtes formées de lames salines redressées verticalement. Dès que le déssèchement intervient, l'ablation éolienne les nivelle et les polygones s'effacent. Inversement, la dalle saline peut servir d'arrêt à des eaux ascendantes qui ne se fraient alors un passage que par d'étroites cheminées aboutissant à des vasques d'eau sursalée: ce sont les aïoun du chott Djerid, entourés ou non de buttes du type naled. Les deux phénomènes peuvent être conjoints: la remontée du niveau hydrostatique en hiver fait déborder les aïoun et l'eau se répand en surface se mélangeant à l'eau de pluie et de ruissellement: mais la dalle saline n'en subsiste pas moins, rongée sur ses deux faces, de sorte que les phénomènes superficiels restent les mêmes: la communication entre la nappe libre de surface et la nappe captive ne se fait que par les orifices très localisés des aïoun.

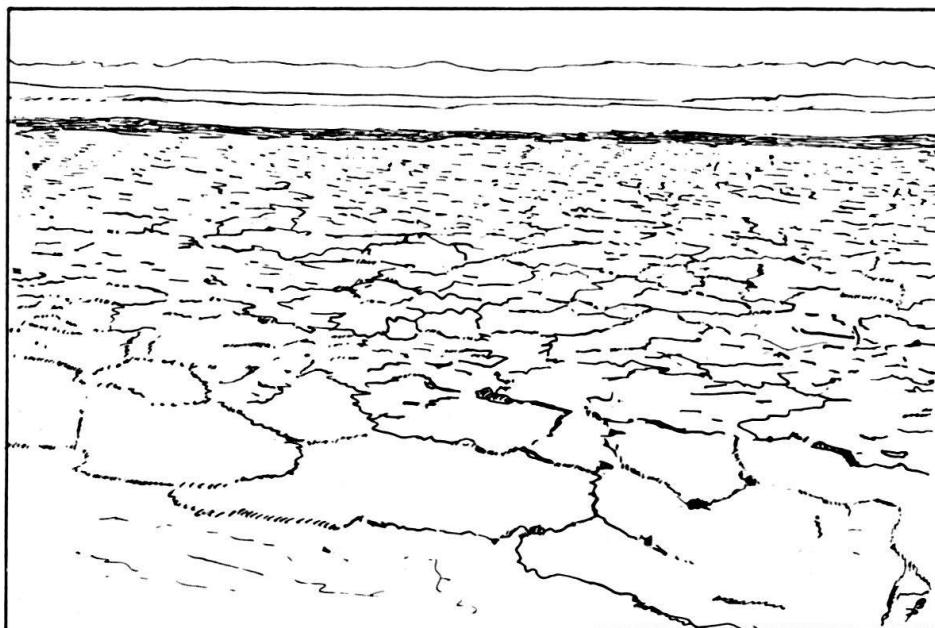


Fig. 2. Sols polygonaux à El Menoff (Chott Djerid, Tunisie) le 4 avril 1954. L'ablation éolienne des murailles de séparation a commencé.

Ce premier type montre donc, avec des modalités diverses, des dépôts salins intraformationnels subsuperficiels ou, à la limite, superficiels. Ils sont formés par évaporation à partir de nappes hydrostatiques ayant parfois un exutoire en surface, sont sujets à de perpétuels remaniements au mur et au toit, la partie centrale

du dépôt gardant un caractère permanent. Il ne s'agit pas à proprement parler de dépôts lagunaires, l'origine devant être cherchée dans une concentration superficielle du sel venu de la profondeur avec dépôt intraformationnel ou superficiel. Mais il est évident que ce type peut passer à un dépôt lagunaire franc à certains moments.

2. *Les croûtes gypsosalines.*

Le *Souf*, vaste région située au nord du Grand Erg Oriental et en bordure des chotts en montre un remarquable exemple, déjà décrit par de nombreux探索者. J. DURAND (1949) y a consacré naguère une note détaillée. La formation de la croûte intrasableuse, essentiellement formée de gypse sous l'aspect «rose de sables», se poursuit actuellement à la partie supérieure de la nappe phréatique: elle est très rapide et atteint de 30 cm à un mètre en 15 à 20 ans. Elle se forme actuellement sur une surface qui est de l'ordre de 10 000 km². Etant donné que les analyses donnent en moyenne 80% de gypse et 20% de silice (ces chiffres sont curieusement constants pour des croûtes variées), cela représente une masse de gypse de l'ordre de $8 \cdot 10^9$ m³ soit 16 milliards de tonnes. Ce dépôt n'est absolument pas lagunaire: au plus se forme-t-il en surface dans les *sahanes* interdunaires lorsque la nappe phréatique est proche ou l'a été à la suite d'une pluie. Il est bien évident que la remontée de la nappe au niveau du sol aboutirait à des sources du type naled, et on voit là la jonction avec ce qui a été précédemment décrit.

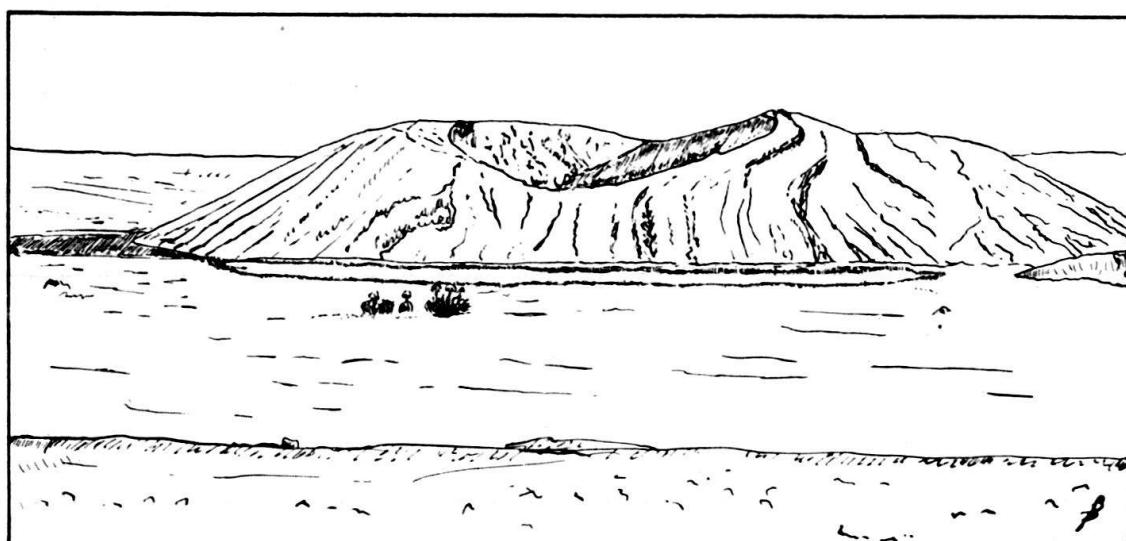


Fig. 3. Le volcan d'Ouahou en Namous (désert libyque), le 4 avril 1952. Le dessin est fait du bord de la caldeira dont on voit l'autre bord en arrière plan. Le cône de cendres est colmaté par du natron, surtout vers l'est (à gauche sur le dessin). Des lacs natronés, dont un est visible sur le dessin, bordé d'un épais fourré de jones et de roseaux, entourent le cône. Le fond de la caldeira n'est pas très natroné: on y puise dans des oglats l'eau d'alimentation (2 g de résidu sec au litre en moyenne). Il y a donc une concentration différentielle très nette vers les lacs et le cône. Des barrancos commencent à attaquer le cône dont la hauteur relative est d'environ 150 mètres.

Notons que le gypse sous la forme «rose de sables» est instable: dans les grès crétacés inférieurs du sud-tunisien, les affleurements en surface des filons gypseux ont la forme «rose de sables», mais cet aspect disparaît dans la profondeur du filon

et fait place à un aspect fibreux ou lamellaire. On ne peut donc faire état de ce faciès du gypse pour définir le mode de formation des gypses anciens. On ne peut échapper à l'idée que certains gypses anciens doivent avoir une telle origine: une redissolution ou une sélection tectonique ultérieure les accumulerait en lentilles, et les grains de quartz inclus seraient la matière première des quartz bipyramidalés secondaires si fréquents (BELLAIR 1954). Ainsi pas mal de gypses anciens échapperaient à l'origine lagunaire.

Au total, ces croûtes montrent une sédimentation dont le mode est à la frontière du cas précédent. Elles n'en diffèrent que par l'importance des surfaces sur lesquelles elles existent, et par leur caractère plus «continental».

3. *Les dépôts de Chotts et sebkhas. Sélection saline.*

J. BOULAIN (1953-1954) et d'autres ont décrit les *lunettes* des petites sebkhas. Cet auteur explique que le gypse s'accumule, par voie éolienne, avec le sel gemme dans les lunettes et que ce dernier, redissous par lessivage, retourne à la sebkha: on a là une séparation climatique des diverses catégories d'évaporites en climat subaride, la faiblesse des précipitations ne permettant la redissolution que des sels les plus solubles. Un fait du même type provoque sans doute la concentration des nitrates sur la pente qui domine immédiatement les bolsons chiliens.

Mais ce phénomène, analysable à petite échelle dans les petites sebkhas des plateaux oranais, joue à plus grande échelle dans les grandes zones endoréiques: l'absence relative de gypse dans le chott Mérouane ou le chott Djerid (on en trouve parfois en plaques localisées, transparentes comme du mica), surtout si on le compare aux sels très solubles s'explique: le gypse est, disséminé en bordure des chotts, soit dans le Souf où, après sélection éolienne il a été réétalé par la nappe phréatique. Même la période humide néolithique a été insuffisante pour le ramener aux bas-fonds (les quelques millénaires qui nous en séparent doivent être insuffisants pour que la sélection ait pu être à nouveau totale après une concentration dans la sebkha terminale).

Ainsi s'expliquent des anomalies curieuses: l'erg d'Oubari au Fezzâن, avec ses lacs d'eaux vives natronées-chlorurées et ses sebkhas ne montre pas de gypse: c'est d'autant plus curieux que le gypse existe dans les grès nubiens bordiers de la cuvette de l'erg. Il s'agit là d'un très vieux désert: la sélection y est pratiquement terminée, le gypse est parti au loin, et seuls les sels très solubles et surtout le natron existent dans la cuvette de l'erg: ils y sont remaniés actuellement.

Les sebkhas et chotts des Hauts Plateaux algériens au contraire sont en fonctionnement depuis moins longtemps, et le climat environnant est moins aride: la sélection ne se fait qu'à faible distance, rendant tangible le phénomène: ce dernier est à l'échelle de l'observation immédiate, et c'est là qu'on peut l'analyser avec certitude.

Les grands chotts algéro-tunisiens de bas-fonds montrent un stade intermédiaire: le gypse est encore à proximité, dans certaines sebkhas, mais il est aussi dispersé sur une vaste surface sous un erg steppique en pleine évolution.

De tels processus géomorphologiques ont un rapport direct avec la sédimentologie: ils nous montrent que les évaporites continentales désertiques peuvent

vent être d'origine très diverse: c'est une simplification trop grande des faits que d'assimiler les chotts et sebkhas à des lagunes d'évaporation, et il y a toute une famille de phénomènes de dépôts très différents d'une simple évaporation lagunaire.

Au point de vue général, on ne peut manquer de souligner l'intervention de l'ablation et de l'accumulation éolienne en des systèmes où on ne suspecte que rarement leur rôle. En quelque domaine que ce soit, en région aride, les actions éoliennes interviennent dans la sédimentation comme dans la morphologie, et il a dû toujours en être ainsi, surtout aux époques très anciennes où la couverture végétale était inexistante.

Bibliographie

- BELLAIR, P. (1954): *Sur l'origine des dépôts de sulfate de Calcium actuels et anciens*. Compt. Rend. Ac. Sc. 239, 1059-1061, Paris.
- (1957): *Sur les sols polygonaux du Chott Djerid*. Compt. Rend. Ac. Sc. 244, 101-103, Paris.
 - BOULAIN, J. (1953): *L'érosion éolienne des sols salés et la morphologie superficielle des chotts et sebkhas*. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord. T. 44, pp. 237-238, Alger.
 - (1954): *La Sébkha Ben Ziane et sa «lunette» ou bourrelet, exemple de complexe morphologique formé par la dégradation éolienne des sols salés*. Rev. Géomorph. Dyn. 5ème année n° 3, 102-123, Paris.
 - CORNET, A. (1951): *Le problème géologique du chott ech Chergui*. Compt. Rend. 70ème congrès A.F.A.S. I, pp. 115-131, Tunis.
 - DURAND, J. (1949): *Formation de la croûte gypseuse du Souf (Sahara)*. Compt. Rend. Som. Soc. Geol. Fr. pp. 303-304, Paris.
 - GAUTIER, M. (1953): *Les chotts, machines évaporatoires complexes*. Colloques inter. C. N.R.S. 35, p. 323, Alger.

3. — PANTELEIMON BEZRUKOV (Institute of Oceanology, Academy of Sciences of the USSR): Sediments of Trenches in the North-Western Pacific.

In 1953-1955 the Institute of Oceanology of the Academy of Sciences of the USSR undertook on board the «Vitiaz» complex investigations of six trenches of the Pacific Ocean; namely of the western part of the Aleutian trench (from the Attu island to the Bering island), the Kurile-Kamchatka trench (throughout its whole extension), the northern part of the Japanese trench (South to 38° of Northern Latitude), the Idzu-Bonine trench (between 31° and 27° of N. Lat.), the northern part of the Mariana trench (between 25° and 23° of N. Lat.) and the Riu-Kiu trench (opposite the Togara and the Amami islands) (Bezrukov, 1955, 1956, 1957; Zenkevich, 1955, 1957). In the course of these investigations along with other materials there were obtained new data of bottom sediments.

Samples of sediments were taken from the slopes and the very bottoms of the trenches by means of bottom samplers, core apparatus and trawls. Valuable additional material on the distribution of sediments in trenches were also obtained by echograms. The total number of sediment samples taken from the trenches as deep as 6,5-10 km was 46; 7 samples having been taken from the Aleutian trench (with the lowest depth 7276 m); then there were taken 27 samples from the Kurile-Kamchatka trench (the lowest depth being 9980 m); 2 samples from the Japanese trench (the lowest depth being 6500 m); 4 samples from the Idzu-Bonine trench (the lowest depth being 9760 m); 4 samples from the Mariana trench

(the lowest depth being 7676 m) and 2 samples were taken from the Riu-Kiu trench (the lowest depth being 6785 m). Besides this, a lot of samples was obtained from lesser depths, from the slopes of the trenches as well as from the vicinity of the Ocean bed. Cores of bottom sediments from the trenches were some tens of centimeters and up to 4.5 meters long, those taken from the marginal part of the ocean bed attained as much as 12 m. In the laboratory, there were carried out investigations of the granulometric, petrographic and mineralogical compositions of sediments. Studies were also made of their stratigraphy and of the distribution of the diatoms as well as of such chemical compounds as CaCO_3 , the authigenic SiO_2 , the organic matter, Fe, Mn and some other studies.

The explored trenches have some morphological common features. Stretching on the outer side of the belt of insular arcs, which are connected with the recent volcanic zone, they all display a large linear extension having at the same time a rather limited width; their slopes are steep and their bottoms are flat. The steepness of slopes in the average has 6–8°, but in some parts they are complicated by terraces as well as by still steeper, sometimes almost vertical ledges some hundreds of meters up to some kilometers high. These ledges are connected with some disjunctive disconformity. The flat bottom of the trenches, being from 5 to 30 km wide presents an accumulative plain. From the outer side of the bottom trenches, along the ocean bed margin stretches a discontinuous chain of submarine swells rising several hundreds of meters above the average level of the oceanic bottom; locally they rise even higher.

These swells are crowned by single submarine volcanoes. Besides submarine uplifts are situated in the corners of the oceanic platform between the Aleutian and the Kurile-Kamchatka trenches as well as between the latter and the Japanese trench.

The character of the relief of trenches, their high seismic activity and their connection with the belt of recent volcanism permits one to consider them as recent geosynclines being in the process of bending as well as being closely connected with the bottom fractures (BEZRUKOV, 1955; UDINTZEV, 1955, 1956).

The sedimentary material is brought to the trenches from the slope of insular chains, as well as through the straits between the islands from the Far Eastern seas. Besides, sedimentation proceeds biogenetically from oceanic waters. Finally, sedimentation to a certain extent proceeds owing to the submarine denudation of the slopes of the trenches.

Let us first consider the distribution of recent sediments in the three northern trenches, namely, the Aleutian, the Kurile-Kamchatka and the Japanese trenches which were more thoroughly studied.

On the slopes of these trenches from the side of the insular ridges, there are developed noncarbonate terrigene and volcanic sediments, the border line of sands being the deepest in front of the deep Kurile straits, often running as deep as 3–3.5 km; the border line of silty muds ($Md = 0.1\text{--}0.01$ mm) in places goes down to 5.5 km. Small spots of silty muds are encountered as deep as 7.5 km. At the same time, on some places of the slopes muddy sediments are deposited 1.5–2 km deep. On the bottoms of the trenches muds frequently containing up to 80–92% of the fraction < 0.01 mm predominating.

In the mineral composition of sands and sandy-silty fractions of silty sediments owing to the proximity of the andesite volcanic belt, there is a predominance of plagioclases, hipersten, augite, basaltic hornblende, volcanic glass, titanomagnetite; quartz and potash feldspar are in very small quantities (PETELIN, 1955). Accessory minerals found off Kamchatka and Hokkaido are diopside, actinolite, epidote, titanite, rutile, circonium, glauconite and some others.

On the outer slopes of the trenches argilaceous muds are developed, but farther off oceanwards on the above-mentioned submarine uplifts, above which the water turbulence increases, they again are changed by silty muds. Thus the most fine-grained sediments are deposited on the bottoms of the trenches, whereas on their slopes the sediments become coarser. On the steep ledges of the slopes, there often occur at various depths outcrops of clays and argillites, whereas on bottom surfaces there are abundant quantities of roundless fragments and cobbles of tight clay obviously transported there as a result of bottom slides.

Besides, on the slopes as well as on the bottom of the trenches there disseminated fragments and pebbles of pumice and in the Kurile-Kamchatka and the Aleutian trenches there are pebbles of various igneous and sedimentary rocks, seemingly transported here from land by ice.

The argilaceous muds on the bottom and on the slopes of the northern trenches are enriched by the diatomic remains and display a high content of authigenic silica. In the western part of the Aleutian trench the maximum authigenic SiO_2 content in the surface layer of these muds attains 18%, in the northern part of the Japanese trench it reaches 12%, in the Kurile-Kamchatka trench it goes up to 20%, while on the north-western slope in front of the Little Kurile islands it even runs up to 36%. Sideways off the insular chain, with the gradual increasing of the coarseness of sediment particles as well as in the ocean bed with the transition into the area of expansion of subtropical waters, the SiO_2 authigenic content in sediments decrease down to a few %. In the composition of the diatomic flora of the upper layer of sediments of the Aleutian and Kurile-Kamchatka trenches, there is a predominance of boreal oceanic and neritic species (JOUSE and SECHKINA, 1955).

It is very characteristic that clayey deposits show an increased content of organic matter as compared with the sediments from the slopes. In the Kurile-Kamchatka trench, the maximum organic carbon content of the upper layer attains 1.5%; towards the Kamchatka and the Kurile along with the coarsening of the sediment content it gradually decreases down to 0.5–0.1% and even still more. Off towards the ocean, the organic carbon content also decreases down to 0.5–0.1%, this being the cases not only in the silty but in the argillaceous muds as well. The latter is due to the decrease of the biomass of the fitoplankton in the off shore regions. On the bottom of the western part of the Aleutian trench the org. C content in sediments does not exceed 0.8% and decreases on both slopes also.

The surface layer of argillaceous mud deposits on the bottom of all the three trenches is coloured in brown by the oxide of Fe and Mn. The thickness of the layer varies from 1 to 12 cm, being generally less off Kamchatka. It is underlain by grey muds of the reducing zone containing hydrotroilite, somewhat lower there is pirite and free H_2S (BEZRUKOV, 1955; OSTROUMOV and SHILOV, 1956). Farther

off from the trenches in the marginal zones of the ocean bed, the thickness of the oxidised layer increases up to 0.2–0.6 m and still farther away it goes up to 3–5 m and ever more. There, this layer displays a typical red clay. Under it, in the sediments of the reducing zone the iron sulfides content is insignificant and H_2S is absent. The increase in thickness of the oxidised layer oceanwards depends upon the decrease of the quantity of the organic matter brought to the bottom, the decomposition of which being connected with the processes of reduction proceeding in the sediment thickness.

In the surface layer of the sediments on the bottom of the Kurile-Kamchatka and Aleutian trenches, the Fe content varies from 3.5 to 7%; the Mn content varies from 0.05% to 2.0% and V_2O_5 varies from 0.01 to 0.03%. In the sands in the upper parts of the slopes as well as on the shelves of the islands, the Fe concentration increases in places running up to 10% and the Mn content varies from 0.1 to 0.5%. The sands are also enriched by vanadium (0.03–0.05 V_2O_5) and by titane (0.5–2.9% TiO_2 ; OSTROUMOV and SILINA, 1953; OSTROUMOV, 1955). From the outer side of the trenches in the deposits of the ocean bed, the Fe content varies from 2.5 to 5.5%, the Mn—from 0.1 to 4.3%; the V_2O_5 from 0.01 to 0.02%. The enrichment of sediments by iron, vanadium and titane basically depends upon their coming from the igneous rocks of insular chains whereas the enrichment by manganese depends upon its secondary migration into the oxidation zone during diagenesis.

The investigation of cores of muddy sediments from the bottom of the Aleutian and the Kurile-Kamchatka trenches has shown that they contain thin layers (from 0.5–1 mm to 1–3 cm) of the silt or the sand.

The character of the sequence of layers has clearly shown a graded bedding peculiar for the deposits of turbidity currents. Besides, the cores give evidence of a change of the quantitative and qualitative composition of the diatoms, of the content of authigenic SiO_2 , of the organic matter and of the $CaCO_3$.

On the basis of the study of these changes in separate cores, up to four horizons were traced, the upper one apparently corresponding to Holocene, the second one—to the epoch of the last glaciation and the lower one corresponding to the more ancient stages of the Pleistocene. The same horizons, but displaying greater thickness, were traced in the deposits of the Okhotsk and the Bering seas (BEZRUKOV and LISITZIN, 1957), thus indicating the existence of common features in the recent history of these seas and the northern part of the Pacific.

The most outstanding one in both trenches as well as in the adjoining part of the ocean bed east from the Kamchatka is the third horizon whose sediments, as it was stated, contain a higher C organic content, of humous matter, bitumen, vegetative pigments, SiO_2 authigenic and $CaCO_3$ (ROMANKEVICH, 1957). This horizon may correspond to the last interglacial epoch. Off the trenches oceanwards and due to the decreasing rate of sedimentation, there is a decrease of its distance from the bottom surface (from 1.2 to 0.3 m) and of its thickness as well (from 0.8 to 0.3 m).

The Idzu-Bonine and Mariana trenches distinguish themselves from the northern ones by their situation farther off the continent and by their belonging to another climatic zone. The latter concerns also the Riu-Kiu trench. Their sediment com-

position is therefore quite different. On the slopes of the trenches from the side of insular chains, volcanogenic sands and various carbonate sediments are developed; chiefly there are to be found coral and foramineferous sands as well as silty muds containing frequently more than 50% of CaCO_3 . Lower than 4.5–5 km they are replaced by noncarbonate ($< 0.5\% \text{ CaCO}_3$) brown argillaceous muds. Their C organic content does not exceed 0.3%. On the bottom of the Idzu-Bonine and Riu-Kiu trenches there were found grey muds of the reducing zone. On the outer slopes of the trenches there are widely spread brown argillaceous muds of the "red clay" type whereas in some uplifts carbonate sediments are found. We have not come across any silicious sediments in the trenches under description.

One should observe, however, that in the southern part of the Mariana trench there were described diatomic muds consisting of forms of warm water *Ethmodisus rex* (WISEMAN and HENDEY, 1953). The distribution of this form differs essentially from that of cold water diatoms, composing diatomic muds in the northern part of the ocean.

On the slopes of the southern trenches there are met denuded areas and on the bottom there are fragments and boulders of tight clay, seemingly sliding from the slopes. In samples of bottom waters taken from the 6–7 km depth, there was observed a marked increase of the quantity and the change in composition of water suspended particles, thus showing a submarine denudation of the slopes.

Pyroclastic material, pebbles and pumice fragments are found in great quantities in sediments as well as fine interlayers of ashes. In their mineral composition there is also an abundance of plagioclases, hipersten, volcanic glass and magnetite. In separate samples taken from the slopes of the Idzu-Bonine trench there was observed a rise of the Fe (up to 6.5%) content.

In the trenches of the north-western part of the Pacific ocean, there are thus proceeding complex processes of terrigenic, volcanic and biogenic sedimentation. The unsteadiness of these processes in time is expressed in the lamination of sediments of various composition. The principal factors determining the character of lamination are climatic changes, the recurrence of volcanic eruptions and submarine earthquakes provoking sliding, turbulence and redeposition of previously deposited material.

The influence of climatic factors upon the recent sedimentation is expressed in the facial replacement on the slopes of more northern trenches of carbonate biogenic sediments by the silicious ones as well as by the appearance here of coarse fragmental material of the glacial deposition.

In all the trenches, the sedimentation proceeds irregularly, its maximum average speed being off the Kamchatka and its minimum one being in the Idzu-Bonine and Mariana trenches situated farther off from the continent.

Concluding this article one should mention that in 1957–1958 the expedition on board the "Vitiaz" investigated also some other trenches of the Pacific ocean namely: the Bugenvile, the Palau, the Tonga, the Kermadec and the southern part, of the Mariana trench. In the latter there was found a new maximum depth of the World Ocean being 11034 m and there was taken a core of *Ethmodiscus* sediments to 3 m long. The study of all the collected materials will enlarge our knowledge on

the sedimentation and the history of development of the deepest depressions of the ocean bottom.

Institute of Oceanology of the Academy of Sciences
of the USSR

REFERENCES

- BEZRUOKOV, P. L. (1955): Trans. Inst. Ocean. Acad. Sc. USSR 12.
 - (1956): Bull. Sov. Seismol. Acad. Sci. USSR 2.
 - (1957): C. R. Acad. Sci. USSR 114, 2.
- BEZRUOKOV, P. L., & LISITZIN (1957): Trans. Commission Quatern. Period Acad. Sci. USSR 13.
- JOUSE, A. P., & SECHKINA, T. V. (1955): Trans. Inst. Ocean. Acad. Sc. USSR 12.
- OSTROUMOV, E. A. (1956): C. R. Acad. Sci. USSR 107, 3.
- OSTROUMOV, E. A., & SILINA, O. M. (1952): C. R. Acad. Sci. USSR 96, 2.
- OSTROUMOV, E. A., & SHILOV, V. M. (1956): C. R. Acad. Sci. USSR 106, 3.
- PETELIN, V. P. (1955): Trans. Inst. Ocean. Acad. Sci. USSR 12.
- ROMANKEVICH, E. A. (1957): C. R. Acad. Sci. USSR 116, 3.
- UDINTZEV, G. B. (1955): Trans. Inst. Ocean. Acad. Sci. USSR 12.
 - (1955): Bull. Sov. Seismol. Acad. Sci. USSR 2.
- WISEMAN, J. D. H., & HENDEY, N. I. (1953): Deep-Sea Research 1, 1.
- ZENKEVICH, L. A. (1955): Trans. Inst. Ocean. Acad. Sci. USSR 12.
 - (1956): Deep-Sea Research 4, 1.

4. – JACQUES BOURCART (Paris): **Les calcaires éocènes de la Manche et leur contribution aux sables des plages.**

En 1912, à bord du trois mâts «Cachalot», de la Station Zoologique de Roscoff, j'ai dragué au Trou aux Raies, à 10 milles au nord de cette ville, des plaquettes de grès calcaire à ciment calcaire, brunâtre avec des Nummulites que H. DOUVILLÉ avait déterminé *N. nummiformis* DEFR. (= *N. Brongnarti* D'ARCH. et HAIME). P. LEMOINE (1906) avait précédemment récolté, au même point, des fragments de calcaire à Cérithes et L. DANGEARD (1928) signale un bloc de calcaire à Alvéolines de même provenance, conservé dans les collections de la Faculté des Sciences de Rennes.

L'an dernier, au cours d'une excursion de mon Laboratoire, nous avons dragué sur le «Pluteus II», à 11 milles de Roscoff, dans le nord-est de l'Ile de Batz, des plaquettes de la même roche, très attaquées par les *Polydora* et les Algues perforantes qui contiennent, d'après P. MARIE, de nombreuses Milliolidées, *Rotalia trochidiiformis* LAM., *Giroidella magna* Y. LE CALVEZ, ainsi que de nombreux *Lithothamnium*¹). Le niveau serait à comparer avec celui de Bois Gouët, le faciès très ana-

¹) Drague Rallier du Baty (le 20 Avril 1957). N.E. de l'Ile de Batz (11 miles environ de Roscoff).

Calcaire sableux sub-pisolithique brun rubéfié à Bryozoaires et Foraminifères et débris attaqués par algues perforantes incrustés superficiellement de:

Faune actuelle: Serpules; Bryozoaires; Bivalves; *Miniacina miniacum* PALLAS; *Planorbulina mediterranensis* D'ORB.; *Lagena*; *Cibicides lobatulus* W. J.; *Acervulina inharen* BRADY.

Faune tertiaire: *Miliolidae*; *Rotalia trochidiiformis* LAM.; *Gyroidinella magna* Y. LE CALVEZ; *Lithothamniées*.

Eocène moyen probable cf. Cambon-Bois-Gouët. (Déterm. P. MARIE et Y. LE CALVEZ.)

logue à celui des calcaires à *Orbitolites complanata* dragués par le «Pourquoi Pas?» en de très nombreux points de la Manche.

A Dinard, nous avons en outre récolté des galets de calcaire blanc à *Microcodium* vraisemblablement lacustres²⁾.

Dans sa remarquable thèse (1928), L. DANGEARD a figuré trois groupes d'affleurements: celui du nord du Léon, d'Ouessant à Roscoff; celui du golfe normano-breton, de Saint-Brieuc à la Hague, s'étendant au nord et à l'est de Jersey et au sud des Minquiers; enfin celui de la Manche orientale, entre Beachy Head et la Somme.

Le groupe normano-breton pousserait une pointe jusqu'à St-Malô où P. MARIE (*comm. personn.*) aurait atteint sous la mer le Nummulitique en place.

Dans sa carte la plus récente (1954), W. B. R. KING, figure le Tertiaire en ovales allongés dans le sens de la Manche, suggérant une position synclinale au milieu de la craie.

Depuis LEBESCONTE (1881), on a fréquemment signalé l'existence de fossiles éocènes roulés dans les sables de la côte bretonne (de St-Brieuc à Paramé) ou de la côte normande (Houlgate et St-Aubin). Dans sa thèse (1957) M^{me} AUZEL a trouvé des galets, granites et grains de sable de calcaires saumon à Alvéolines et Bryozaires dans le sable des plages de la côte ouest du Cotentin, de Genets à Vauville et aussi du Calvados, de St-Côme du Fresné à Cabourg.

Dans les fonds de la Manche, l'Eocène se présente sous forme de plaquettes découpées par les Mollusques perforants sous forme de graviers en pralines très perforées ou sous forme de granules très polies. Dans les sables côtiers, il s'agit presque toujours de granules. Toutes ces formes dérivent l'une de l'autre.

Ces grains d'Eocène offrent en Manche le grand intérêt d'être exclusivement de provenance marine:

Dans la Rance, il existe trois espèces de sables: ceux d'origine continentale provenant du triage des limons ou surtout des couches de boue; ceux de dévasage, toujours très fins; enfin les sables coquillers du type des bancs longitudinaux du chenal, comme celui de Solidor. Ces derniers, comme ceux de la rade de St-Malô sont très riches en grains éocènes; l'existence de ces grains nous indique concurremment avec les coquilles le pourcentage d'éléments marins.

Dans la baie du Mt-St-Michel, la dimension des galets éocènes entre la Pointe du Grouin et les Chausey peut atteindre 5 cm (en moyenne 3 cm) et ils diminuent régulièrement de taille en allant vers le fond de la baie, vers les trois rivières. Au début, ils sont uniquement mêlés de galets des diverses roches très variées du fond de la baie; mais sur les bords, depuis les Chausey jusqu'à Granville et du Grouin à St-Benoît des Ondes, ils voisinent avec des galets de silex de la craie, parfois de craie blanche glauconieuse. Ceux-ci sont d'autant plus grands et d'autant plus fréquents que l'on est près de ces deux lignes.

On a parfois douté de l'origine naturelle des galets et graviers de silex. Toute la côte de Cancale est jonchée de gros blocs de craie et de silex branchus non roulés.

²⁾ *Plaque n° 9136. Galet blanc compact. Provenance: Dinard. Nature supposée: «Craie à Bryozaires». Calcaire pétri de *Microcodium*, soit en place, soit en voie de désintégration. Faciès lacustre tertiaire, Oligocène probable. (Déterm. P. MARIE.)*

On les rencontre aussi dans la plage flandrienne qui va de cette ville à Château-Richeux. Enfin, de grandes plaquettes de craie turonienne³⁾ sont éparses à La Richardais³⁾ et à l'Anse des Troquetins; le sondage à la Pointe de La Grognais, rive gauche, du barrage l'a trouvé à 6 m de profondeur (cote -3) NGF dans la tangue ancienne sous les cailloutis⁴⁾.

A mon sens, galets et graviers de silex et de craie sont nettement littoraux donc terrigènes, et remaniés par des fleuves à l'Eocène supérieur.

Inversement, les grains d'Eocène sont un test des apports marins.

Leur répartition suit exactement celle des graviers et granules de roches variées dans cette baie où la constitution du littoral est si simple et montre très peu d'espèces de roches. Ils constituent une partie notable de ce sédiment, le reste étant fait de débris de coquilles anciennes perforées d'Hermelles, de Balanes et de Bryozoaires et plus profondément, des débris en «confetti» d'anciennes coquilles d'Huitres profondément attaquées par les Algues.

Il en résulte que l'Eocène dans la Manche apparaît sur le fond sous forme de platières où l'action des perforants découpe comme dans les roches jurassiques du Calvados des plaquettes plates, elles-mêmes fragmentées en plus petits éléments qui roulés et perforés donnent les «pralines». Celles-ci ont été ensuite roulées et polies par des courants. Elles sont apportées dans les baies (St-Brieuc, Rance extérieure, Mt-St-Michel) par les courants de flot. Inversement, les cailloux de craie et de silex sont répartis par les courants de jusant. Nous avons ainsi un test précieux de l'origine des apports marins.

Dans plusieurs publications, j'ai insisté sur le fait que cailloutis et sables marins ne peuvent provenir de l'ablation des falaises, sauf quand celles-ci sont faites de produits meubles. Les fleuves, d'autre part, sont incapables de transporter une quantité importante de sable, sauf quand leur pente est très forte ou en période de crue. Les deltas sous-marins de l'Orne, de la rivière d'Ethel sont faits, comme les bancs de la Rance, d'éléments marins engouffrés dans l'estuaire puis remodelés par le jusant. La très grande majorité des sables de la côte de Gascogne provient des cailloutis et sables sous-marins que l'on drague sur le plateau continental jusqu'en Vendée; ils ont été déposés par les fleuves du Quaternaire moyen, mais toujours un peu mélangés de produits des roches sous-marines de la surface du plateau.

³⁾ Plaque n° 10698 et 10699.

Craie jaunie C 40. *Provenance*: Rance, sur vasière au voisinage de La Richardais.

Craie blanche, ou jaunâtre par rubéfaction superficielle, à surface corrodée avec serules et balanes.

Cupules de corrosion larges, peu profondes.

Craie fine à *Lagena sphaerica* KAUFMANN; *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY; *Rosalinella Linnei* D'ORBIGNY; *Gümbelina globulosa* EHRENBURG.

Glauconie rare. *Age supposé*: Turonien supérieur (zone à micraster) ou Sénonien tout à fait inférieur. (Déterm. P. MARIE.)

⁴⁾ *Lavage*: Craie E 7. *Provenance*: dans le Barrage, à environ 6 m, recueillie par forage. Craie blanche légèrement rubéfiée. Craie à débris de Crinoïdes. *Anomalina lorneiana* D'ORBIGNY; *Eggerellina gibbosa* D'ORBIGNY; *Arenobulimina obliqua* D'ORBIGNY; *Globorotalides micheliniana* D'ORBIGNY.

Age probable: Sénonien inférieur probable. (Déterm. P. MARIE.)

Chaque transgression pousse devant elle des éléments caillouteux et sableux qui sont ensuite abandonnés par la régression et en partie seulement ramené par les fleuves et les courants de turbidité.

Les «conglomérats de base» des géologues ne peuvent donc être une formation dûe à une abrasion progressive de la plateforme continentale. Ils ont fait partie du sol sous-marin normalement meuble avant la transgression, partiellement détachée par l'action des organismes perforants.

Bibliographie

- LEMOINE, P. (1912): *Géologie du fond des mers. Manche et Atlantique Nord.* Ann. de Géogr. *XXI*, p. 385.
- LEMOINE, P., & ABRARD, R. (1922): *Contribution à l'étude géologique du fond de la Manche.* B. S. G. F. (4) *XXII*, p. 3-10.
- DANGEARD, L. (1928): *Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relative à la Manche.* Ann. Inst. Océanogr. 1928.
- KING, W. B. R. (1954): *The geological history of the English Channel.* Quart. Journ. Geol. Soc. of London *CX*, p. 77-102.
- AUZEL, M. (1957): *Matériaux pour l'étude des plages de Normandie.* Thèse Paris.
- BOURCART, J., & ROA-MORALÉS, P. (1957): *Les dépôts vaseux de la Rance maritime et du Mont-Saint-Michel.* Bull. Soc. Géol. Fr. (6), *VII*, pp. 545-552.

5. — G. EVANS, B. Sc. (Imperial College, London): **Some Aspects of Recent Sedimentation in the Wash.** With 5 text figures.

The following paper is a summary of part of the results of an investigation into the recent sedimentation in the Wash. This account deals with the composition, sedimentary structures and contained organisms of a series of intertidal flat deposits, which are accumulating today. These characteristics of a sediment, combined with their spatial relationships, are the basic material used by the stratigrapher in his reconstruction of the histories of the large sedimentary basins, and ultimately for the complete paleogeographical reconstruction of the earth at various stages in its development. It has already been noted that sediments, their structures and contained organisms are not all entirely independent features, but that certain types of each constantly recur together. This has led to the concept of facies "the sum of the lithological and palaeontological characters of a rock", a most useful one in the science of geology. However, at present much of the reconstructions do not have a sound basis, due to the very limited knowledge of modern environments of sedimentation and their sedimentary and palaeontological characteristics. The stratigrapher, therefore, usually has to base his reconstructions of past environments on few facts and his conclusions are mainly mere conjecture. This lack of knowledge of modern sedimentary environments is thus a great drawback to geologists as a whole, and one which is still however only gradually being rectified.

The aim of this study was, therefore, to make a contribution to this vast task that awaits the geologist, if he is to hope to understand fully the fossil sediments. The information presented here, it is hoped, will help the stratigrapher to recognise

intertidal flat deposits when they are encountered in the stratigraphical column. Much work has already been done on this environment by European and some American workers; but unfortunately extremely little has been published in English, the notable exceptions being VAN STRAATEN (1954) etc. and HAENTZSCHEL (1939). It is hoped that this study will corroborate and supplement information gathered in other areas, of this interesting environment, and so enable easy recognition of the intertidal flat facies.

The Wash is a large embayment on the east coast of England (fig. 1) bordered on its landward limit for most of its length by an artificial embankment. Four large rivers as well as two minor streams debouch into this embayment. They are from west to east, the Witham, Welland, Nene and Ouse. At high spring tides the Wash covers about 183,000 acres and at low water springs 95,000 acres of this area fall dry. The land that falls dry occurs in two forms, as a broad marginal zone around the Wash and a series of banks in the centre. The latter are unstable and have altered their position and extent considerably in historical times.

This paper deals with a selected area of the marginal zone from the Witham outfall NE to Butterwick Low (fig. 1) a distance of about 4 miles. The area exposed at low water in this region widens from $\frac{1}{2}$ ml to 2 miles from SW to NE. The vertical amplitude of this marginal zone is usually about 16 ft. The highest spring tides cover the highest part to a depth of 6 ft, the maximum tidal range can be taken to be about 22 ft.

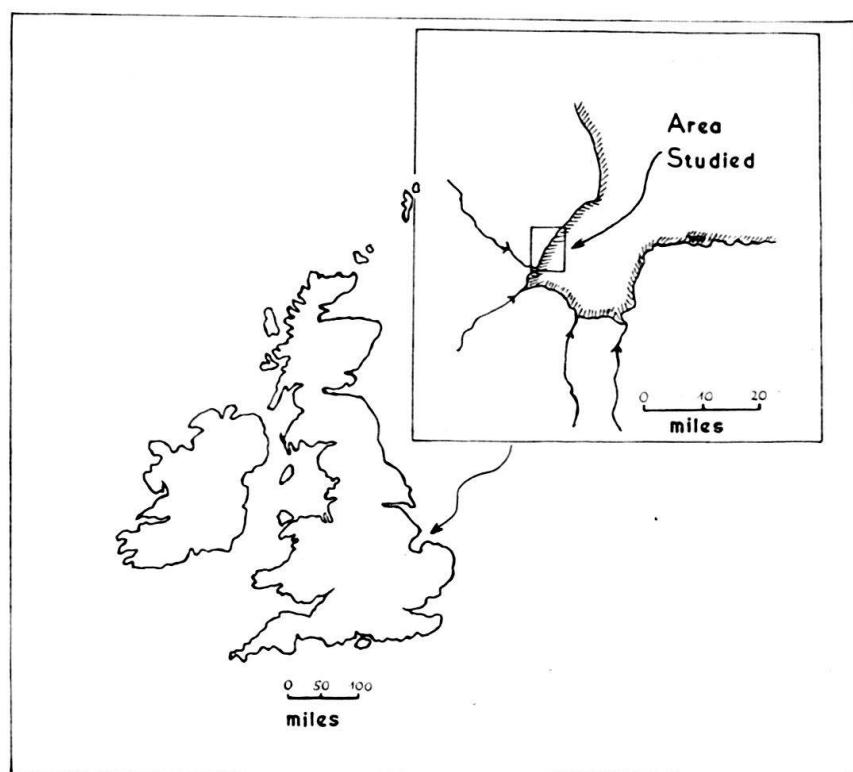


Fig. 1. Location map.

In the intertidal zone in this area several sub-environments can be distinguished in the main intertidal environment. The areal distribution of the various sub-environments is shown (fig. 2) as of also is the areal distribution of the various

organisms found in the area (fig 3, 4, 5). This is not a complete faunal analysis; but the main forms found are shown, to indicate the general variation of distribution of the different genera, and the relationship of these to the sediment distribution.

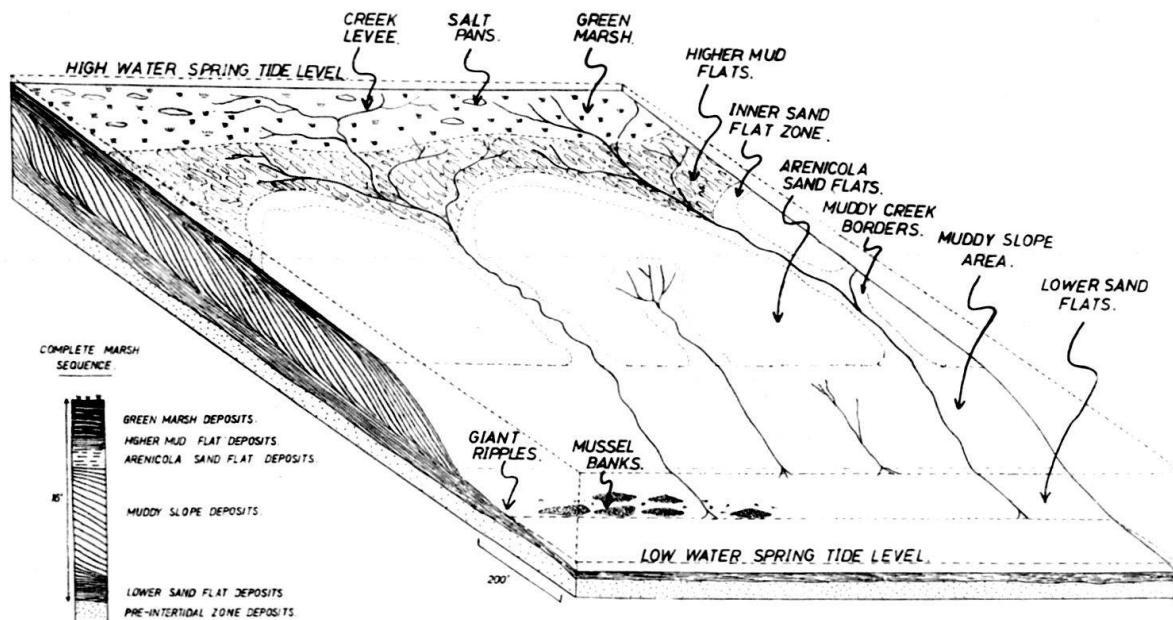


Fig. 2. Sedimentary environments of the intertidal zone of the coast of the Wash near the Witham Outfall

The sub-environments distinguished are, from inland seawards:-

1. The Green Marsh
2. The Higher Mud Flats
3. The Sand Flats
4. The Slope Zone
5. The Lower Sand Flats
6. The Creeks and Bordering Regions.

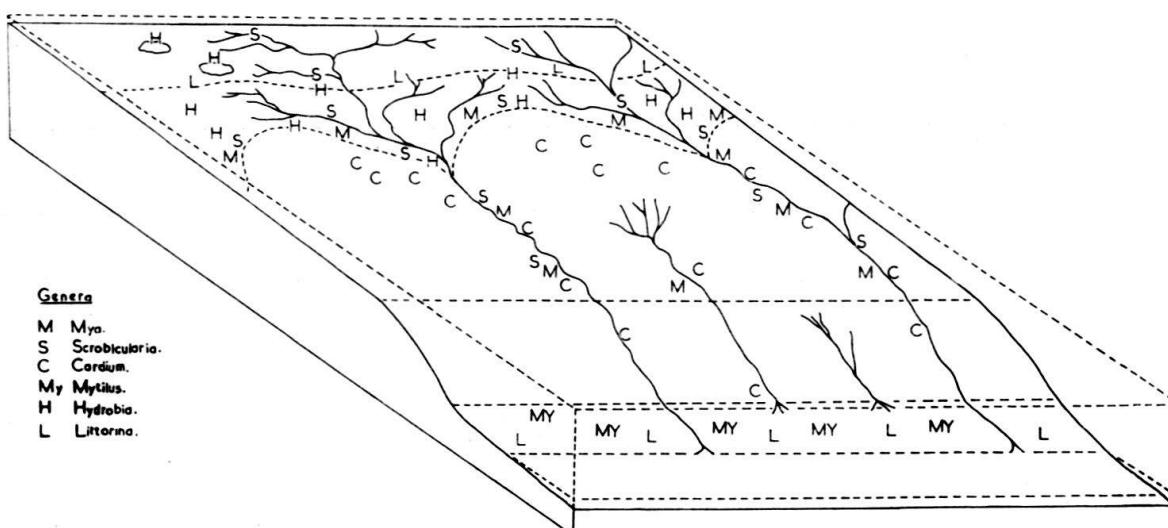


Fig. 3. Mollusca-distribution

The sand flats are divided into an inner sand flat and an *Arenicola* sand flat.

The sub-environment characteristics will manifest themselves as sub-facies, if the deposits are preserved. These sub-facies will be distinguished on sediment composition, major sedimentary structures, minor sedimentary structures (D. G. MOORE & P. C. SCRUTON 1957) and included organisms. This has been proved by shallow coring, to a depth of 2 ft over the whole area, and investigation of shallow sections exposed in the creek banks.

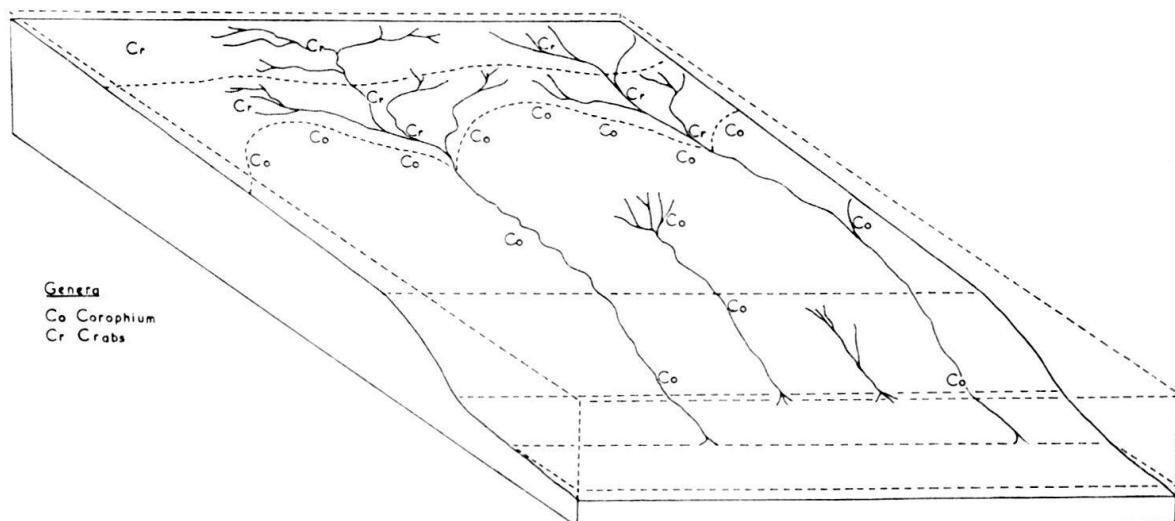


Fig. 4. Crustacea-distribution

The spatial relationship of the various sub-facies or manifestations of the sub-environments are also shown (fig. 2). The diagram is based on the examination of the cores and sections; also on the knowledge that accretion is definitely taking place in the intertidal zone. This is further substantiated by the fact that the green marsh is constantly advancing seawards over the sand flats, ample evidence of which is given by the constant reclamation of land from the sea around the Wash during the last few hundred years. It is probably not a simple advance but a general advance of the coast seawards, interrupted by minor recessions from time to time.

The structure of the intertidal zone deposits is interpreted as a pseudo-deltaic wedge of sediments building out from the land. The lower sand flats and slope zone deposits being analogous to the bottom-set and fore-set beds of a delta; and the sand flats, mud flats and green marsh deposits building out over them as a series of top-set beds. The whole wedge is traversed by washout structures and hence the deposits will be very much like those of the classical delta in general appearance.

The characteristics of the sub-environments and their deposits are as follows:—

The Green Marsh

This is the most landward and the highest zone; its levels vary from + 10 ft. OD down to + 8 ft OD at its outer edge. It is a plant covered plain sloping seawards

with the usual zonal arrangement of vegetation found on salt marshes. The surface is broken both by dendritic patterns of creeks which are usually bordered by raised banks or levees and by bare patches, devoid of vegetation known as salt pans. These latter depressions vary in shape from elongate to circular.

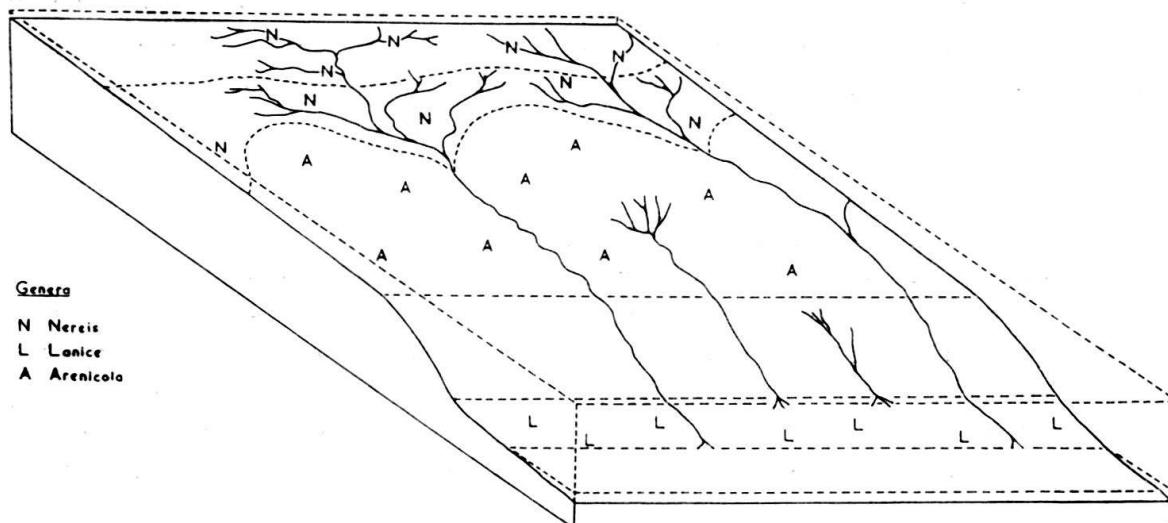


Fig. 5. Vermes-distribution

The fauna is rather restricted. Crabs abound on the surface at low tide, but are mainly confined to the creeks and pans, where they dig characteristic pits in their search for nourishment. Occasionally *Hydrobia* is found in salt pans and abounds on the surface near the outer margin of the zone. *Littorina* also occurs on the surface at the outer edge. The worm *Nereis* is abundant in the muddy bottoms of the creeks and *Scrobicularia* is commonly found in the same environment. The sediments of this zone are dominantly fine grained; there is only a low percentage of sand (2%) silt (64%) and clay (32%) fractions make up the greater part of the sediment.

The minor sedimentary structures of the green marsh sediments are quite distinctive. These fine grained sediments contain thin laminae of coarse material, and root cavities filled with coarser sediments are very common. The exposed surface of the sediments has numerous mud cracks, but these are rarely preserved.

The Higher Mud Flats

The green marsh passes gradually seawards into a zone with a distinctly irregular muddy surface, consisting of a series of elongated depressions separated by raised areas; the latter are often colonized by algae. This zone extends seawards along the major creeks that cross it. Its outer edge may be quite sharp or in other places more gradational. The level of the surface varies from + 8 ft OD to + 6 ft OD.

The higher mud flats support a rich fauna. The organisms are concentrated particularly on the outer edge and in the depressions, while the raised areas usually have no macrofauna. *Mya* and *Scrobicularia* are common, the surface markings of the latter being characteristic. *Cardium* is sometimes found but is not so common as on the sand flats. *Hydrobia* litters the surface and occasional *Littorinas* are found. *Nereis* is a very active burrower in this zone.

The sediments are dominantly fine grained but there is a fair proportion of sand (23%); silt makes up the major part of the sediment (72%) the clay being subordinate (5%). The Higher Mud Flat sediments are beautifully laminated with alternating thin layers of fine and coarser grained materials. This regular lamination, with the high proportion of fine material is characteristic of this zone. Ripple structures are often found having been preserved by the mud, or fine grained, layers laid down on rippled sand. *Nereis* burrows, usually mud-filled, are common. The sediments are often mud cracked, the cracks being preserved by a thick film of iron oxide.

The Sand Flat

This zone occupies the largest part of the intertidal area and can itself be further subdivided. It varies in level from about + 6 ft OD to about + 1 ft OD. Immediately adjacent to the higher mud flats the sand flat is muddier than it is further seawards and has often a smoother surface; this part forms the inner sand flat. This smooth type of surface is also often found bordering the creeks. For the remainder, the sand flat zone forms a very well rippled and very characteristic *Arenicola* sand flat.

The faunas of the two zones which together make up the sand flat are distinctive. Whereas the *Arenicola* sand flat contains little other than *Arenicola* with perhaps *Cardium* the inner sand flat has a more varied fauna. *Corophium* is abundant in this latter zone. Its burrows in the sediment, of often project above the surface, and its surface trails are most characteristic. *Scrobicularia*, *Mya* and *Cardium* are also found. *Hydrobia* is sometimes seen but is not so common as on the higher mud flats.

The sand flat deposits, as would be expected from their general appearance, are dominantly sandy. Sand is the major element (90%) while silt (6%) and clay (4%) are very minor elements. The inner sand flat deposits and those on the borders of the creeks are however richer in the finer elements; here sand forms about 72%, silt 17% and clay 11%.

The inner sand flat sediments are usually fairly well laminated, but are characterized by the abundance of *Corophium* burrows, which often almost completely destroy the laminated structure. The effects of *Cardium* are also shown by disturbed layers.

The *Arenicola* sand flat sediments have a most distinctive minor sedimentary structure. The burrows of *Arenicola* are usually beautifully preserved. *Cardium* also disturbs the sediment considerably. The sediments are generally much reworked and only a few muddy laminae are seen, the greater part of the sediment being structureless. When muddy laminae are preserved they often have ripple shapes and apparently represent muddy deposition on rippled sand.

The Slope Zone

The seaward limit of the sand flat zone is marked by a very noticeable break in slope, the gradient increasing about five-fold. The surface becomes noticeably softer and muddier. It is often smooth but sometimes shows ripples. Shallow scours and erosion scars are common. The slope zone occupies the levels between

+ 1 ft OD to - 5 ft OD of the intertidal zone. It is noticeably poor in organisms. Occasional worms, usually *Arenicola*, and sometimes *Corophium* are all that have been noticed.

The sediments of this zone are characterized by a very regular lamination. Coarser laminae alternating with thin muddy laminae. They are rarely disturbed; occasional burrows are found, and sometimes ripple cross bedding, but the important character is the general lack of disturbance.

The Lower Sand Flat

This is a narrow zone extending from the bottom of the slope zone to low water mark. Its gradient is similar to that of the zones above the slope zone. It ranges in height from about - 5 ft OD to about - 6 OD, its outer limit varying with the state of the tidal cycle. It is the most impersistent of the zones and seems to die out in the north of the area studied; here the slope zone extends down to low water mark.

The fauna of this zone is limited. *Mytilus* forms banks and scattered clumps on the surface and *Littorina* is occasionally found. The burrowing worm *Lanice* is entirely restricted to this zone, and is made very noticeable by its tubes of cemented sand grains projecting above the surface.

The lower sand flat deposits are dominantly sandy being composed of 87% sand and 12% clay; the silt fraction (1%) is unusually low.

The sediments are generally fairly homogeneous, with occasional muddy laminae, thicker than those found in the slope zone deposits. These laminae have usually been deposited over sand ripples or have infilled the ripple troughs. Burrows apart from the cemented tubes of *Lanice* are rare.

The Creeks and Bordering Areas

The meandering flood and ebb channels that cross the intertidal zone, are in places fairly large. They migrate laterally, often quite rapidly on the sand flat and more seaward zones, producing cut offs and leaving abandoned channels which are subsequently filled in. In the green marsh and higher mud flat zones they are more stable. In the *Arenicola* sand flat zone the creeks have often a smooth rather muddier marginal zone. The bordering zones are not distinguished elsewhere, apart from the characteristic levees in the green marsh zone.

There is a marked concentration of organisms along the creeks. In the green marsh and higher mud flats *Crabs* abound and *Nereis* and *Scrobicularia* are abundant in the creeks. In the sand flat, *Scrobicularia*, *Mya*, *Cardium* and *Corophium* are often concentrated along the creek sides and the bordering regions, being absent in the areas further away from the creeks. On the slope zone the presence of *Cardium* and *Corophium* near the creeks is also noted.

The composition of the sediments of the bottoms of the creeks show considerable variation. In the lower part of the intertidal area the creeks are sandy but they gradually become muddier inland. In the green marsh the creeks have very muddy bottoms.

In the sand flat zone the borders of the creeks have more silt and clay and less sand than the *Arenicola* sand flat sediments.

The minor sedimentary structures of the creeks have not been studied extensively. In the green marsh zone the fine grained deposits have a very fine laminated structure; further seaward the laminae are thicker and more irregular and ripple structures are more common. *Nereis* burrows and those of *Scrobicularia* are common. The large scale sedimentary structures of the creeks are probably more distinctive than the small scale structures; with cut and fill structures, inclined bedding up to 20° initial dip, and the frequent shell beds and mud pellet conglomerates formed on the creek bottoms.

The sediments of the bordering regions are usually well laminated; shells such as *Scrobicularia* and *Mya* are often seen in positions of growth. In the *Arenicola* sand flat they contrast with the intervening deposits into which they pass laterally.

Acknowledgments

The preceding account is a preliminary report of the results of a study carried out in Imperial College, London, under the supervision of D. J. SHEARMAN; to whom the author is indebted for constant advice and encouragement throughout the investigation. The author would also like to thank V. C. ILLING & Partners for defraying the cost of the research.

REFERENCES

- VAN STRATTEN, L. M. J. U. (1954): *Composition and Structure of Recent Marine Sediments in the Netherlands*. Leidse Geol. Meded. Deel XIX Blz 1-110.
 - (1951): *Texture and Genesis of Dutch Wadden Sea Sediments*. Proc 3rd Int. Cong. Sedim. p. 225-245.
 HAENTZSCHEL, W. (1939): *Tidal Flat Deposits*. Rec. Marine Sedim. p. 178-195.
 MOORE, D. G., & SCRUTON, P. C. (1957): *Minor Internal Structures of Some Recent Unconsolidated Sediments*. Bull A. A. P. G. 41, No. 12., p. 2723-2752.

6. — RUTH FRIDMAN (Paris, Laboratoire de Sédimentologie de la Sorbonne): **Origine probable de la nappe de gravier postmoustérienne de Charente-Maritime (France)**. Avec 1 figure dans le texte.

Résumé

Un matériel siliceux grossier - sable, gravier et galets peu roulés ou calibrés - apparaît fréquemment dans la région. On le tient généralement pour originaire du nord (massifs cristallins de la Vendée ...). Mais si les galets ferrugineux que l'on y rencontre proviennent, à l'origine, des terrains sidéolithiques de la bordure sud et sud-ouest du Massif Central, on peut en conclure que le sédiment entier a en bloc cette même origine, parfaitement compatible avec les données topographiques.

Dans ce qui suit, on tentera de préciser l'origine du niveau déjà décrit sous le nom de «nappe supérieure de gravier» (FRIDMAN, 1957). Cette formation, qui surmonte et ravine en certains points du département de la Charente-Maritime un «head» (FRIDMAN 1954) tenu pour moustérien, est elle-même antérieure à la dune flandrienne qui la recouvre; les coupes complètes se terminent au sommet par des dunes très récentes ou modernes.

Rappelons que ce sédiment, souvent rubéfié, est constitué de sable quartzeux, de graviers à angles vifs et de galets de quartz, quartzite, silex et meulière souvent éolisés. On y trouve aussi des concrétions siliceuses-«morilles» post-crétacées, décrites par A. CAILLEUX (1948) –, et les rares traces de calcaire que l'on peut y noter paraissent, plutôt qu'un apport détritique, le fait d'une cimentation due à la circulation des eaux superficielles. Le sable, formé dans sa majorité de grains anguleux, comporte cependant quelques grains éolisés, voire ronds-mats; ses minéraux lourds, dont la proportion est très faible, sont en général la staurotide, le rutile, la tourmaline, le disthène, l'andalousite, des grenats et, plus épisodiquement, le zircon, le sphène, l'épidote, la hornblende et des micas.

Cette association minérale n'est en aucune façon assez caractéristique pour permettre à elle seule de retrouver l'origine du dépôt: elle existe aussi bien dans les roches cristallines de la Vendée que dans celles du Massif Central, situés respectivement au N et au SE de la région étudiée ici. De plus – et c'est fortement probable – les sables en question peuvent n'être ici que remaniés, à partir de dépôts précédemment mis en place au cours de cycles antérieurs.

Des observations récentes, faites à l'île d'Oleron dans une carrière de gravier nouvellement ouverte (exploitation de M. PRIVAT, au lieu-dit les Grissotières, commune de Dolus) apportent à ce problème quelques données nouvelles, de même qu'une coupe naturelle de l'île d'Aix (falaise devant la batterie de Tridoux), entre autres.

3 groupes d'éléments recueillis dans ce sédiment retiennent l'attention: des cailloux ferrugineux, des concrétions sableuses et les nombreux silex.

1. Les cailloux ferrugineux

De nombreux galets de ces gisements sont en réalité des concrétions ferrugineuses, parfois véritables «rognons»; d'un brun rougeâtre, chocolat ou marron plus foncé, ils atteignent souvent d'assez grandes dimensions: des longueurs de 8 à 10 cm sont fréquentes et parfois dépassées. De forme en général très irrégulière, ces cailloux peuvent être anguleux, émoussés ou tout à fait arrondis. Leur surface est vermiculée, creusée de cupules, parfois partiellement vernissée – caractère fréquent dans des concrétions de limonite; enfin, certains exemplaires présentent de belles facettes éoliennes. Tout ceci montre bien que, dans la formation où on les trouve, ces éléments ne sont que des galets comme les autres, dont ils ont partagé le sort. Ils proviennent, à un stade antérieur, d'une croûte, démantelée, dont on retrouve des fragments semblables dans les terrains dits sidérolithiques de la bordure SW du Massif Central, région que le climat chaud et assez aride du début du Tertiaire avait dotée d'un revêtement très analogue à la latérite actuelle (SCHOELLER, 1941). De fait, à l'œil nu déjà, certaines des concrétions, poreuses, vacuolaires même ressemblent fort à des échantillons de latérite.

La déhydratométrie, l'examen en lumière réfléchie et en lumière polarisée donnent quelques précisions.

A titre d'exemple, voici les données obtenues sur un échantillon de l'île d'Aix.

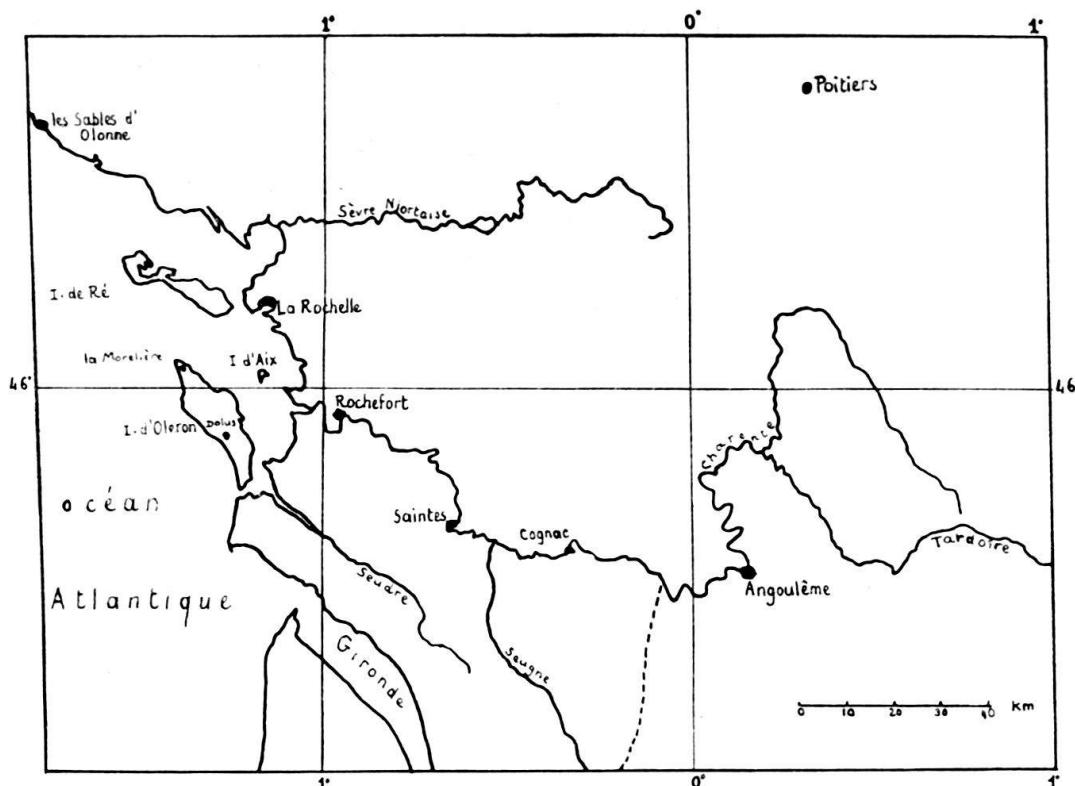


Fig. 1. Situation des gisements étudiés (Echelle: 1:2000000). En pointillé: limite ouest approximative des gisements actuels de Sidérolithique (d'après BERGOUNIOUX)

a) *Déshydratométrie* (Thermobalance CHEVENARD)

Courbe de déshydratation comparable à celle d'une latérite de Conakry (coll. R. LAFOND), composée presque exclusivement de goethite: départ massif d'eau (13%) à 360°, pour les 2 essais, avec l'appareillage du Laboratoire¹.

b) M^{me} S. CAILLÈRE (Laboratoire de Minéralogie du Muséum, Paris) a eu l'opportunité d'examiner la *surface polie* de l'échantillon «rognon». Je voudrais l'en remercier ici, avant de noter les résultats qu'elle apporte, et qui sont les suivants: «La concrétion, formée par un support transparent, se charge de goethite en passant du centre vers le pourtour, où l'hydroxyde devient assez largement cristallisé.» Elle signale aussi la présence de stilpnosidérite et de grains de quartz.

c) Ce dernier trait est frappant dans les *lames minces*: une quantité non négligeable de grains de quartz incolore et limpide est incluse dans le réseau des oxydes de fer. Leurs dimensions sont très variables: 20 × 30 μ à 200 × 350 μ ; ceux de 100–120 μ sont les plus fréquents. Pour leur grande majorité, l'extinction est roulante; certains grains, composites, sont formés d'une mosaïque de grains plus petits: ce sont des fragments de quartzites ou, peut-être, de quartz filonien. Presque tous sont clastiques, encore anguleux (un arrondi seulement noté, et quelques rares émoussés). Il y a aussi des grains craquelés, dans les fentes desquels s'est infiltré de l'oxyde de fer. Certains des plus gros grains ont subi un début de corrosion.

¹) Pour la goethite pure, perte de 11% d'eau à 350°.

Ces faits sont bien proches de ceux que BRUET (1945, 1946) a constatés pour des gisements du Sidérolithique périgourdin classique. Lui aussi compare certains de ses échantillons à des latérites, à cause – entre autres caractères – de la présence de quartz corrodés, qu'avait déjà indiquée SCHOELLER. Cependant, dans les lames décrites ici, la corrosion reste superficielle, et les aspects typiques signalés par ces deux auteurs sont rares^{2).}

2. *Concrétions sableuses*

A côté de la carrière des Grissotières, un trou creusé dans un pré livre des échantillons semblables, avec, en plus, de nombreuses paillettes de mica (muscovite), attenantes parfois encore à des cristaux de quartz non usés, et quelques concrétions blanches, constituées de grains de sable cimentés par des oxydes de fer et un peu de calcaire. Ce sable renferme surtout du *quartz*, incolore ou laiteux; les grains ≥ 1 mm ont tous des angles vifs, alors que les fractions plus fines comportent davantage de grains usés: émoussés, luisants ou non, et quelques grains plus ou moins dépolis, souvent brisés eux aussi. Il y a en outre quelques grains de feldspath – probablement orthose – de taille très variable.

Les *minéraux lourds* – quelques grains de staurotide, disthène, andalousite, mica brun, tourmaline, grenats (ces derniers soit très usés, soit au contraire fracturés et anguleux) et quelques grains opaques – sont en gros les mêmes que ceux de l'ensemble du dépôt; mais à cette association dérivée d'un métamorphisme de contact s'ajoute cependant une abondance relative des fragments d'orthose et de mica.

3. *Silex*

Il pouvait être intéressant de comparer les silex de ce dépôt à ceux que l'on connaît classiquement dans la région, inclus dans les diverses couches du Crétacé de la Saintonge. Du Cénomanien moyen C⁵ au Campanien C^{8a} de la carte géologique au 80 000^e (feuilles de la Rochelle et surtout de Saintes, révisée récemment), les niveaux successifs renferment des silex jaunes, blonds, bruns, noirs et gris; tous pourraient avoir contribué à enrichir en fragments de ces couleurs le niveau qui nous occupe. Après un premier stade de concentration dans une argile à silex non sableuse, les débris ont dû être repris plus tard par un ruisseau fluviatile ou plus généralisé, qui transportait cette fois du sable aussi.

Les travaux des géographes morphologistes amènent à considérer, dans le courant du Tertiaire, une suite de surfaces d'érosion, à la pente faible mais nettement marquée vers l'ouest et le nord-ouest, à partir du Massif Central.

²⁾ La pointe N. de l'île d'Oleron comporte, au-dessus du falun classique de la Morelière (attribué à l'Helvétien), un gisement de gravier grossier rubéfié, avec galets à facettes. J'y ai récolté des éléments ferrugineux tout à fait analogues, mais toujours en plaquettes de 1 à 2 cm d'épaisseur, jamais roulées, très anguleuses au contraire. La goethite s'y présente en sphérolites autour de cavités. Leur origine pourrait être locale. Outre son altitude bien plus forte (environ 12 m), d'autres différences séparent d'ailleurs très nettement ce niveau de la «nappe supérieure de gravier» (cf. R. F., 1957).

Aux premiers cycles (CLOZIER, 1940; BERGOUNIOUX, 1947) sont dûs l'apport et l'élaboration du Sidérolithique – évolution continentale que SCHOELLER situe au Ludien et au début du Sannoisien. Puis les surfaces s'abaissent: pour celle du Villafranchien, la dernière, on passe de 220 m à l'est à une centaine de m au nord de la Gironde (FÉNELON, 1951); depuis, cette altitude aurait encore diminué du côté nord-ouest – vers l'Océan – à la suite d'un rejet prolongé de l'anticlinal saintongeais (orienté WNW–ESE), ainsi que le suggère FABRE (1939).

Toujours est-il que les vallées profondes de la Charente et de la Seudre (PASSEURAT, 1911), creusées en fonction d'un niveau de base plus éloigné que l'actuel, se sont remblayées au cours de la remontée, flandrienne, du niveau marin; mais il s'y est d'abord accumulé des alluvions quaternaires, agencées en terrasses, au moins jusqu'à Saintes (GUILLIEN, 1948). Ces matériaux ont certes été remaniés ensuite; il reste que leur origine première serait à l'est et non au nord des gisements actuels – origine signée par la présence des concrétions ferrugineuses roulées, sinon par celle des autres éléments cités. Il ne serait en effet guère prudent de se baser sur les seuls silex, à cause du triage répété qui a dû être leur lot, à cause aussi de la résistance exceptionnelle de ce matériel: il peut, comme les minéraux lourds présents ici, être repris sans trop grand dommage plusieurs fois.

A l'époque où le sédiment décrit ici s'est mis en place, il semble que la topographie de toute cette région avait un caractère suffisamment marqué pour orienter un écoulement: soit en gros le long des bassins de la Seudre et de la Charente, aux vallées nettement tracées (GUILLIEN, 1942), s'il s'agit d'alluvions anciennes, soit le long d'une pente générale orientée vers le NW, dans le cas d'un vaste épandage: – sheet-flood ou vastes crues saisonnières sur une plaine maritime. Des lits de gravier marquent bien, en plusieurs points du front de la carrière, une stratification d'ailleurs assez irrégulière: lits inclinés de 8 à 10 degrés, le plus souvent incurvés, légèrement concaves vers le haut.

Le haut de la carrière atteint 8 m environ; le sommet est beaucoup plus sableux et passe insensiblement à la terre végétale, et les galets n'y sont plus qu'épisodiques. C'est dans cette zone de produits plus fins que j'ai récolté, vers 5–6 m (2 à 3 m au-dessus des hautes mers moyennes actuelles) quelques coquilles de Mollusques marins, bien mal conservées et très fragiles, traces d'organismes encore tous actuels: une Huître, *Patella vulgata*, *Cardium edule*, *Littorina littorea*, *Pecten opercularis* et une *Calyptula*. Il y a de grandes chances pour que ces restes ne soient qu'accidentels; on ne peut cependant écarter définitivement sans preuves nouvelles l'hypothèse d'un niveau marin plus élevé que le nôtre, et dû à une courte transgression liée à l'optimum climatique post-würmien. Aucun indice certain d'une plage de la période atlantique³⁾ ne nous est connu dans la région, sauf des vestiges de terrasses plus souvent fluviales que marines, difficiles à dater (cf. PAPY, 1941). Un nombre important d'auteurs a cependant été conduit à envisager un niveau post-glaciaire très récent de la mer flandrienne, généralement autour

³⁾ Au sens qu'ont donné à ce terme BLYTT et SERNANDER: période contemporaine de la transgression à Littorines en Europe du Nord.

de la cote 2,5-en particulier ZEUNER (1952, a et b: travaux personnels et données de GODWIN et autres) suivi par KUENEN (1954).

Les niveaux classiques définis par DUBOIS ainsi que quelques positions du rivage plus élevées que l'actuelle ont été mis en évidence de façon très détaillée autour du bassin méridional de la mer du Nord (Danemark, Allemagne, Pays-Bas et Flandre surtout, et Angleterre). Il s'agit là d'un domaine presque toujours siège d'une subsidence plus ou moins continue, où des niveaux à tourbe précisent les diverses phases, parfois très rapides. BENNEMA (1954) a ainsi pu établir pour les Pays-Bas une période d'environ 525 ans entre deux phases transgressives, souvent d'ailleurs d'inégale étendue; TAVERNIER et MOORMANN ont pu observer des faits synchrones en Flandre, et les situer, tout comme BENNEMA et bien d'autres auteurs néerlandais, dans la période historique.

En Bretagne également, la mobilité du bâti masque ou accentue les variations du niveau marin, alors que le sous-sol du littoral atlantique un peu plus au sud paraît relativement plus stable.

Références bibliographiques

- BERGOUNIOUX, F. M. (1947): *Les terrains sidérolithiques du N. du Bassin d'Aquitaine*. Houille, minéraux, pétrole, 1947, fasc. 2, pp. 47-51.
- BRUET, E. (1945): *Sur la présence d'éléments latéritiques emballés dans les calcaires*. ... C. R. som. Soc. Géol. Fr., 1945, pp. 47-49.
- (1946): *Les éléments sableux du Sidérolithique du Périgord et les formes de leur érosion chimique*. Ibid., 1946, pp. 31-33.
- CAILLEUX, A. (1948): *Les formations superficielles de la feuille de Saintes au 80000^e*. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XLVI, n° 221, pp. 131-137.
- CLOZIER, R. (1940): *Les Causses du Quercy*. (Thèse).
- FABRE, A. (1939): *Les terrains de revêtement du Médoc*. 2^e thèse, Paris.
- FENELON, P. (1951): *Le Périgord*. Etude morphologique (thèse).
- FRIDMAN, R. (1954): *Traces d'actions périglaciaires anciennes dans l'île d'Oléron*. C. R. Ac. Sc., t. 239, pp. 1306-1309.
- (1957): *Généralité des phénomènes périglaciaires würmiens sur le littoral et les îles de la Charente-Maritime*. Bull. Soc. Géol. Fr., t. VII, pp. 585-596.
- GUILLIEN, Y. (1942): *La terrasse moustérienne de la Charente*. Bull. Ass. de Géogr. fr., n° 149-150, pp. 131-135.
- (1948): *A propos de la notion de niveau de base*. Bull. Soc. Géol. Fr., 5^e s., XVIII, pp. 209-214.
- KUENEN, PH. H. (1950): *Marine Geology*. Wiley, New York.
- PAPY, L. (1941): *Le littoral atlantique, de la Loire à la Gironde*. Thèse, Bordeaux.
- PASSERAT, C. (1911): *Les origines de la vallée de la Charente*. Ann. de Géogr., t. XX, pp. 213-232.
- SCHOELLER, H. (1941): *Etude sur le Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne*. Bull. Serv. Carte géol. France, t. XLIII, n° 206.
- ZEUNER, F. E. (1952a): *Dating the past*. Methuen, London, 3-rd. ed.
- (1952b): *Pleistocene shore-lines*. Geol. Rundschau, t. 40, f. 1, pp. 39-51.
- et:
- Symposium «Quaternary changes of sea-level». Geologie en Mijnbouw, n° 16, f. 6, 1954.
- Nombreux articles, dont:
- BENNEMA, J. p. 254: *Holocene movements of land and sea-level in the coastal area of the Netherlands*.
- KUENEN, PH. H., p. 148: *Eustatic changes of sea-level*.
- PANNEKOEK, A. J., p. 265: *Final address*.
- TAVERNIER, R., MOORMANN, F., p. 201: *Les changements du niveau de la mer dans la plaine maritime flamande pendant l'Holocène*.

7. - **Donn S. GORSLINE and K. O. EMERY** (Department of Geology, University of Southern California, Tallahassee): **Turbidity Current Deposits in San Pedro and Santa Monica Basins off Southern California.**

ABSTRACT

San Pedro and Santa Monica Basins off southern California have floors that lie at a depth of nearly 1000 meters. Yet they contain layers of clean sand interbedded with normal deep water green muds. The sands and their associated beds of silt and of fine gravel are believed to have been rapidly deposited by turbidity currents which started as mass movements at the shallow heads of submarine canyons and at the tops of basin slopes. A similar sequence is present in Pliocene sediments of completely filled basins now on land, for which the shales serve as source beds of petroleum and the sandstones as reservoir beds.

8. - **BRUCE C. HEEZEN** (Lamont Geological Observatory, Columbia University, Palisades, New York): **Modern Turbidity Currents.**

ABSTRACT

A turbidity current is a type of density current in which the higher density is due to sediment in turbulent suspension. The currents may be initiated in several ways, but in each instance an unstable mass of sediment is induced to slide down a slope, generating a turbidity current. Initially the current probably erodes, but as the feeble slopes of the basin floor are reached the transported sediment is deposited in graded beds which gradually build characteristic typographic features. Turbidity currents may be triggered by earthquakes, storm waves, floods, or simply by an over-steepened depositional slope. Turbidity currents may originate along any sediment covered steep slope. The quantity of turbidity current sediments transported from a steep slope during any relatively long period of time will depend on the supply of sediments to the slope while the frequency and size of flows will be dependent on this supply plus the frequency of trigger effects. It is clear that large turbidity currents such as those following the 1929 Grand Banks Earthquake and the 1954 Orleanville Earthquake must be much less frequent than the turbidity flows originating at the mouths of major rivers.

Turbidity currents from the mouths of major rivers such as the Congo and Magdalena probably are much more important in terms of material transported and in constructional physiographic features than the larger infrequent turbidity currents seismicly triggered from the continental slope.

Turbidity currents are occurring on an average of about 50 per century at the mouths of the Congo and Magdalena rivers. Local tectonic factors have allowed these two streams to flow at steep gradients and to empty directly into deep water in contrast to the average modern river which debouches at a low gradient onto a nearly level continental shelf. Turbidity currents from these two rivers occur during months of highest river discharge and are more frequent during years of greatest runoff.

The frequency of turbidity current deposits in any depositional environment reflects the heights of adjacent land, the recent eustatic history of sea level, as well as the smaller climatic fluctuations which cause cycles in river discharge.

Characteristic features of turbidity current deposition include natural levees, mid-ocean canyons, abyssal plains and abyssal gaps. Turbidity current erosion is largely responsible for the bare and nearly sediment free continental slopes and for submarine canyons.

Turbidity currents are transporting large quantities of organic rich debris from the Congo, Magdalena, and other rivers. This deposition of terrestrial organic debris on the deep sea floor

raises significant questions concerning abyssal productivity and the origin of hydrocarbons in ancient marine sediments.

Lamont Geological Observatory, Contribution 348

REFERENCES

- HEEZEN, B. C. (1959): *Dynamic abyssal sedimentation; erosion, transportation and redeposition on the deep sea floor*. Geophysical Journal, London, 2 (2) p. 142-162.
- HEEZEN, B. C., THARP, M. and EWING, M. (1959): *The floors of the oceans: I The North Atlantic*. Geological Soc. Amer. Special Paper 65, 123 p.

9. - DOUGLAS L. INMAN (Assoc. Professor of Marine Geology, Scripps Institution of Oceanography of the University of California, La Jolla): **Environmental Significance of Oscillatory Ripple Marks.**

ABSTRACT

Sand ripples have received considerable attention from geologists because they are one of the sedimentary structures frequently preserved in the geologic record. As such they have long been used as an indication of the type and nature of fluid motion. Ripples are generally subdivided into current ripples and oscillatory ripples, depending on whether the motion leading to their formation was that of a unidirectional current, as in streams and eolian transport; or an oscillatory current, as in wave motion. This paper treats the oscillatory type of sand ripples. These ripples form when the fluid stress due to wave motion is slightly in excess of that required to initiate movement of sediment particles, and disappear at somewhat higher fluid velocities when there is general bed motion.

Although ripples have been the subject of numerous investigations, most observations of ripple characteristics have been restricted to ancient rocks, to ripple impressions exposed at low water, or to small scale laboratory studies. These field investigations have serious limitations, and it appears that many of the laboratory ripples do not resemble the prototype found in nature.

To gain a better understanding of the formation and occurrence of oscillatory ripples and their paleogeographic interpretation, an extensive study of ripples was carried out in coastal waters by swimmers equipped with self-contained underwater breathing apparatus. The underwater observations, which extended from the surf zone to depths of about 60 meters, were made in a variety of environments ranging from exposed ocean coasts to small protected bays. The wave length, crest length, height, and shape of the ripples were measured and these parameters compared with the size of sand, and the characteristics of the waves generating the ripples.

The sandy bottom was always rippled when the orbital velocity associated with wave motion had a value between about 10 and 100 centimeters per second. The ripples measured ranged in wave length from $3\frac{1}{2}$ centimeters to about 2 meters, and their height ranged from about one-fourth to one-sixteenth of the ripple wave length. The type of ripple was related to the size of the sand and the nature and rigor of wave motion. Ripple wave length was dependent on the size of sand and the magnitude of the horizontal component of orbital displacement of the water waves. The sand size appeared to limit the maximum size to which a ripple could grow. The largest ripples were formed in coarse sand, while fine sand always yielded small ripples. Within the range imposed by sand size, the ripple wave length showed a positive correlation with the magnitude of orbital displacement; the relation varying from equality, to orbital displacement several times greater than ripple wave lengths. The ripple steepness appears to be dependent on orbital velocity and sand size. Steeper ripples were generated in coarse sand and at low orbital velocities.

On the average there exists a basic difference in the wave length and steepness of ripples generated by wave action along oceanic coasts and those generated along the shores of small bays

and lakes where the fetch is limited. This is because the nature of the waves which generate the ripples are largely dependent upon size and depth of the water body in which they are generated. In general, ripples in the ocean tend to be large because the waves are long and consequently have large orbital displacements. Of these ocean ripples, those occurring near the surf zone are usually some-what smaller than those offshore because their height and size is affected by the higher orbital velocities. On the other hand, bays, lakes, and other areas of limited fetch tend to have small ripples because of the small orbital displacements associated with the short waves which occur there. The dependence of ripples on the character of the waves generating them should prove helpful in interpreting ancient environment from fossil ripple marks.

10. – MARIA V. KLENOVA (docteur ès sciences-professeur, Institut d'Océanographie, Académie des Sciences de l'URSS., Moscou): **Faciès marins actuels.** Avec 7 figures dans le texte

La notion «faciès» introduite par A. GRESSLY en 1838 est largement appliquée dans les sciences géologiques et a été précisée maintes fois au cours des temps derniers en URSS et à l'étranger (V. V. BELOOUSSOFF, 1944; N. B. VASSOEVITCH, 1948; J. A. GEMTCOUJNIKOFF, 1948; D. V. NALIVKINE, 1932, 1956; L. V. Poustovalov, 1933, 1940, 1947; L. B. Roukhin, 1953; G. I. TEODOROVITCH, 1947; V. E. KHAIN, 1950; R. C. MOORE, 1949, et al.)

Comme l'a indiqué N. B. VASSOEVITCH, V. E. KHAIN, R. C. MOORE et al., la notion faciès a une double signification. On présume par ce terme le milieu, c'est-à-dire les conditions physico-géographiques où le sédiment se forme. D'autre part on suppose, sous ce terme, un corps matériel – le sédiment lui-même qui se caractérise par une combinaison d'indices organiques et inorganiques, déterminée par les particularités du milieu. La question se simplifie essentiellement dans le domaine des sédiments actuels, car le milieu de dépôt est connu. Si l'on introduit des indices d'ordre génétique dans la définition des faciès marins, on peut les caractériser comme des dépôts, dont la composition est définie par les conditions du milieu. La difficulté consiste en ce qu'il faut relever, parmi une multitude de faits, les plus importants et ceux qui déterminent les traits caractéristiques d'un faciès non seulement en position statique mais au cours de son évolution.

La division des faciès actuels et anciens en faciès marins et continentaux est admise par tous. Entre eux on place les faciès transitoires: ceux des lagunes. Le progrès dans l'étude de la sédimentation marine actuelle permet d'ébaucher les principes de la classification des faciès marins, qui coïncide avec la classification dynamique et génétique des sédiments marins et océaniques (M. V. KLENOVA, 1954). L'indice principal du type d'un sédiment est à notre avis le degré de sa dispersion, c'est-à-dire sa composition mécanique.

En géologie marine, J. THOULET (France), M. KLENOVA (URRS), O. PRATJE (Allemagne), H. STETSON et F. SHEPARD (USA) et autres, ont montré, souvent d'une manière tout à fait indépendante, que la distribution des dépôts au fond de la mer selon les dimensions des grains se produit sous l'influence des mouvements de l'eau, et qu'elle est déterminée par le relief du fond et les contours du bassin. Le transport et le triage d'un sédiment se réalisent par la houle, par la marée, par les courants de mer, etc. Nous avons proposé, pour la vitesse totale des

mouvements de l'eau, le terme d'«activité hydrodynamique» (M. V. KLENOVA 1945). L'action de l'activité hydrodynamique, qui se manifeste dans un bassin marin en fonction du relief et des contours des côtes, démontre dans la distribution des sédiments actuels la structure géologique et l'histoire géologique de la mer. La structure géologique du fond et de la terre ferme environnante détermine aussi la quantité, la composition et le caractère de la matière déposée dans la mer.

Une influence essentielle sur la distribution des dépôts est exercée par la raideur de la pente. Ce fut NANSEN (1904), qui montra pour le shelf de Norvège que des édiments grossiers se déposent sur les pentes raides. Au cours de la préparations des cartes des fonds de la mer de Barents nous avons établi (M. V. KLENOVA, 1933), que même un angle insignifiant de la pente influence la composition mécanique du dépôt.

Selon l'opinion générale, on suppose que l'influence de la houle et des vagues de mer ouverte ne se manifeste pas à des profondeurs dépassant 200 m et que les courants de mer au fond sont trop faibles pour effectuer un triage du sédiment. Cette opinion seulement n'a pu être réfutée qu'après l'étude des sédiments du Bassin Arctique, durant la dérive du «G. Sedov». Nous avons montré (M. V. KLENOVA, 1945) que le triage du sédiment selon la dimension des grains s'effectue même à des profondeurs de l'ordre de 4000 m, c'est-à-dire que la composition mécanique du dépôt, à cette profondeur, suit aussi les traits du relief. Ensuite nous avons appliqué ces relations dans la préparation de la carte des terrains de l'océan Atlantique (M. V. KLENOVA, 1948) et de l'océan mondial (Atlas Marin de l'URSS, 1953, Большая Советская Энциклопедия, т. XIII, 1952). C'est la première fois qu'on obtint, après MURRAY et RENARD (1891), sur la base d'une masse immense de stations (plus de 50 mille), une image de la distribution des sédiments marins et océaniques en fonction de la topographie sous-marine.

On dressa sur ces cartes les gradations des sédiments selon la classification dynamique: sable, sable vaseux, vase sableuse, vase et vase argileuse qui caractérisent le degré d'activité dynamique: très haute, haute, moyenne, faible et très faible (pratiquement absence de mouvements)¹⁾.

On peut observer sur les cartes les particularités de sédimentation en relation avec le relief, non seulement des mers, mais aussi des profondeurs abyssales de l'Océan. On peut voir que les chaînes sous-marines et les surélévations représentent toujours des places d'accumulation de sédiments plus grossiers que les fosses et les bassins. On a révélé les particularités de la sédimentation sur les pentes, notamment dans les sillons abyssaux. Ici l'on a montré sur les cartes des sédiments plus grossiers qu'en de moindres profondeurs du lit de l'océan. Plus tard cela fut confirmé par les travaux du «Vityaz» dans le sillon Kouriles-Kamtchatka (P. L. BEZROUKOFF, 1955) et dans d'autres fosses du Pacifique.

¹⁾ Les gradations de la composition mécanique se fondent, selon cette classification, sur la quantité des particules au-dessous de 0,01 mm. On obtient cette quantité au cours de la lévigation sous contrôle de la dimension des grains à l'aide du microscope. On analyse l'échantillon séché à l'air sans désagrégation préliminaire et sans aucun traitement préalable excepté de l'eau. Le sable contient moins de 5%, le sable vaseux de 5 à 10%, la vase sableuse de 10 à 30, la vase de 30 à 50 et la vase argileuse plus de 50% de particules au-dessous de 0,01 mm.

La différenciation mécanique, c'est-à-dire le triage selon les dimensions des grains, se fait de la même manière pour les particules clastique, biologique et chimique. En raison de cela les modifications de la composition mécanique provoquent aussi des changements de substance. Les fractions séparées selon la dimension des grains ne sont point analogues en substance. Les fractions grossières accumulent des roches brisées, des coquilles, des débris de corail; la fraction sableuse, de petits débris de roches, des grains minéraux séparés, des larges Foraminifères, des Ostracodes, des coquilles brisées; la grosse «alèvrite»²⁾, des grains minéraux, en particulier du quartz, des Foraminifères, des Radiolaires de larges Diatomées; l'«alèvrite» fine, des débris d'organismes microscopiques, de petites Diatomées, des grains minéraux, des Coccoolithes, des agrégats de fines particules; la pélite est représentée par des minéraux argileux, du calcaire, des détritus organiques privés de traits morphologiques, par des Diatomées brisées etc.

Les larges fractions ne subissent point de transfert à des grandes distances (excepté par les glaces flottantes) et se déposent près de leur lieu d'origine. Les fractions fines se distribuent beaucoup plus largement; elles se mélangent au cours du transfert et subissent pendant la migration l'influence des agents d'altération. C'est la pélite, qui se distingue par une composition très mélangée. En raison de sa grande surface spécifique, elle est exposée, durant le transfert et dans le sédiment, à la diagenèse la plus intense.

Au point de vue de la genèse du sédiment, beaucoup plus intéressante est la fraction d'«alèvrite». En raison d'un moindre contact avec l'eau, avec la matière organique et avec les autres agents de la diagenèse intense, les particules d'«alèvrite» se conservent mieux à l'état fossile que les fractions fines. Mais, contrairement aux fractions plus grossières, elles peuvent être transportées plus loin et, pour la majorité des sédiments, elles forment en poids la part prédominante de ceux-ci. Il faut noter que les agrégats des particules colloïdales et subcolloïdales ont généralement dans la mer une dimension d'«alèvrite» (S. GRIPENBERG, 1934; M. V. KLENOVA, 1948; B. M. RAJÈEVIÇ, 1957).

Quoique la classification dynamique des sédiments soit en relation directe avec leur composition, elle ne détermine pas en elle-même le caractère propre des faciès. Les faciès marins actuels sont représentés essentiellement par des sédiments clastiques composés de silicates et par des sédiments calcaires avec des types transitoires entre eux. Nous rapportons au premier groupe, à part les sédiments proprement clastiques (formés par des débris de roches); les faciès quartzeux à feldspath, glauconieux, argileux, siliceux (biogènes), volcanogènes. Parmi les faciès calcaires nous en rencontrons aussi des clastiques, biogènes et chemogènes (M. V. KLENOVA, 1954).

La question de la liaison entre eux des principaux groupes de faciès (clastiques et calcaires) n'a pas été résolue complètement jusqu'ici. On pensait que l'accumulation des carbonates dépend de la distribution des êtres vivants et des conditions climatiques. On expliquait de même par des conditions climatiques la distribution circumpolaire des boues à Diatomées de l'hémisphère Sud. L'absence de

²⁾ Expression russe pour désigner la fraction granulométrique comprise entre 0,1 et 0,01 mm.

nels sédiments dans l'hémisphère Nord, malgré des conditions climatiques analogues, ne pouvait être expliquée.

Pour éclaircir la relation entre les sédiments clastiques et biogènes nous avons, au cours de l'Expédition Antarctique de l'Académie des Sciences de l'URSS, étudié la fraction d'«alèvrite» dans les échantillons des sédiments marins fraîchement récoltés (M. V. KLENOVA, 1956). L'évaluation des grains minéraux, des agrégats de particules fines, des Diatomées, des Foraminifères, des Coccolithes et des autres composants a montré qu'autour du continent Antarctique a lieu une substitution de faciès clastiques gréseux et argileux par des faciès biogènes à silice. Près de la côte à haut fond, malgré le développement abondant du plankton à Diatomées, la vitesse d'accumulation de la matière minérale, particulièrement dans les régions de transport glaciaire renforcé aux environs des shelf-glaciers, surpassé d'une manière prononcée l'intensité de la chute des Diatomées. La quantité de leurs carapaces dans l'«alèvrite» ne surpassé point 10 ou parfois 2-3%. En s'éloignant de la côte, l'influence du transport continental s'affaiblit, ce qui cause un enrichissement des sédiments par des composants biogènes: les carapaces des Diatomées et les spicules siliceux.

En dehors du talus continental, là où le plankton à Diatomées se développe moins, ses restes au contraire forment la part prédominante de l'«alèvrite» (fig. 1).

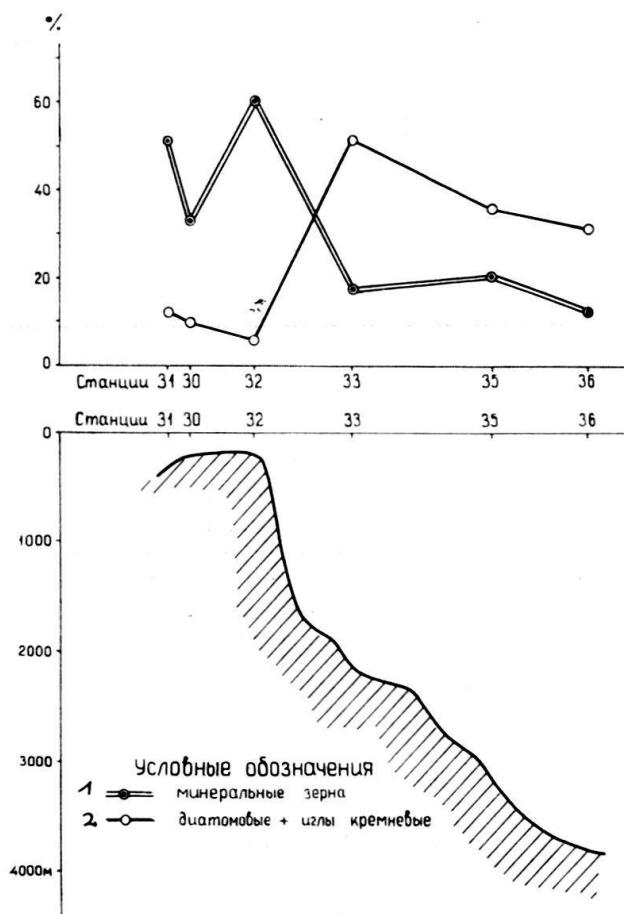


Fig. 1. Composition de l'«alèvrite» aux environs de la côte Sabrina (l'Antarctide): 1 grains minéraux; 2 Diatomées et spicules siliceux.

Si l'on se rapproche des îles, la quantité de grains minéraux augmente à nouveau par suite de l'apport provenant de la surface des îles; par exemple, aux environs des îles Balleny, formées de roches effusives, l'on observe, dans la fraction «alèvrite», une quantité sensible de verre volcanique. Dans la substance des sédiments ont lieu des changements conjugués de direction opposée – au fur et à mesure que le contenu en composants clastiques diminue, la quantité des composants biogènes augmente. Dans la Mer de Tasmanie, au lieu de Diatomées, on trouve des algues calcaires, des Coccolithes (fig. 2), mais la relation indiquée ci-dessus se conserve.

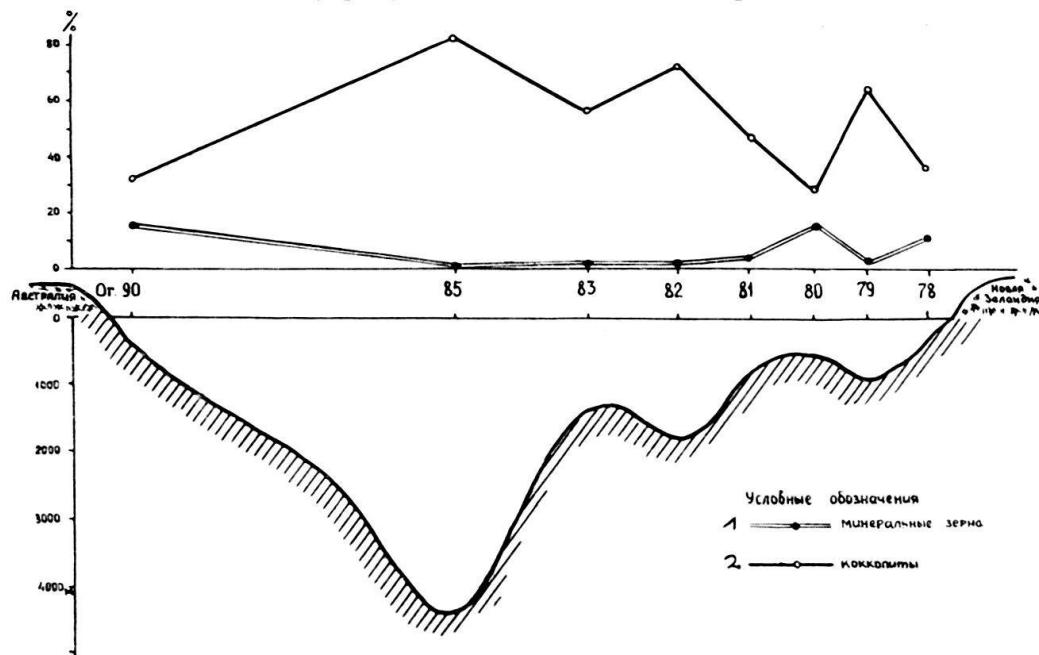


Fig. 2. Composition de l'alèvrite dans la Mer de Tasmanie: 1 grains minéraux; 2 Coccolithes.

La position isolée de l'Antarctide et le caractère océanique de l'hémisphère Sud ont permis de délimiter les aires de dispersion de la matière minérale. A l'exemple de l'Antarctide et des îles antarctiques, on voit que cette aire dépend, pour la fraction d'«alèvrite», des dimensions de la région d'apport. Tandis que la matière clastique du continent se propage au shelf, au talus continental et au pied de ce talus, les aires de dispersion des îles ne quittent point les limites de leur socle. Cette relation n'a pu être observée dans les bassins marins et océaniques de l'hémisphère Nord continental. On avait établi quelquefois les limites de l'influence des différentes provinces d'alimentation sur la base de certaines espèces minérales, particulièrement celles des minéraux lourds, mais l'image générale de l'alimentation des bassins marins par la matière clastique des continents restait indéfinie.

La matière clastique arrive dans les mers arctiques principalement par les fleuves qui drainent les plaines immenses de l'Eurasie. Les suspensions fluviatiles possèdent, sans aucun doute, une aire de dispersion plus vaste que les composants clastiques des faciès proches de l'Antarctide, qui sont transportés par les glaciers. La vitesse de l'accumulation de la matière minérale en Arctique dépasse l'intensité de la sédimentation des restes de Diatomées, et les faciès à Diatomées y ont une distribution très limitée. Les sédiments purement diatomiques ne se forment point ici, comme cela se fait dans l'hémisphère Sud.

La surface des bassins des fleuves qui débouchent dans la Mer de Japon représente seulement 0,35 de la superficie du fond de la mer. L'apport des suspensions fluviatiles est peu abondant et la limitation de l'aire de dispersion cause l'apparition, sur le talus continental, de faciès à Diatomées avec 18,8% de silice soluble (M. V. KLENOVA et D. E. GERCHANOVITCH, 1953). Dans la Mer d'Okhotsk, plus étendue, D. E. GERCHANOVITCH (1958) a découvert à de faibles profondeurs une transition des faciès clastiques aux faciès clastiques à Diatomées, et, à de grandes profondeurs, on a constaté la présence de faciès presque purement diatomiques (P. L. BEZROUKOFF et G. B. OUDINTSEFF, 1953).

La notion de l'aire de dispersion de la matière clastique a permis de révéler le cours véritable de la sédimentation dans le bassin isolé de la Mer Caspienne. La matière clastique y est apportée en majeure partie du Caucase. En raison de

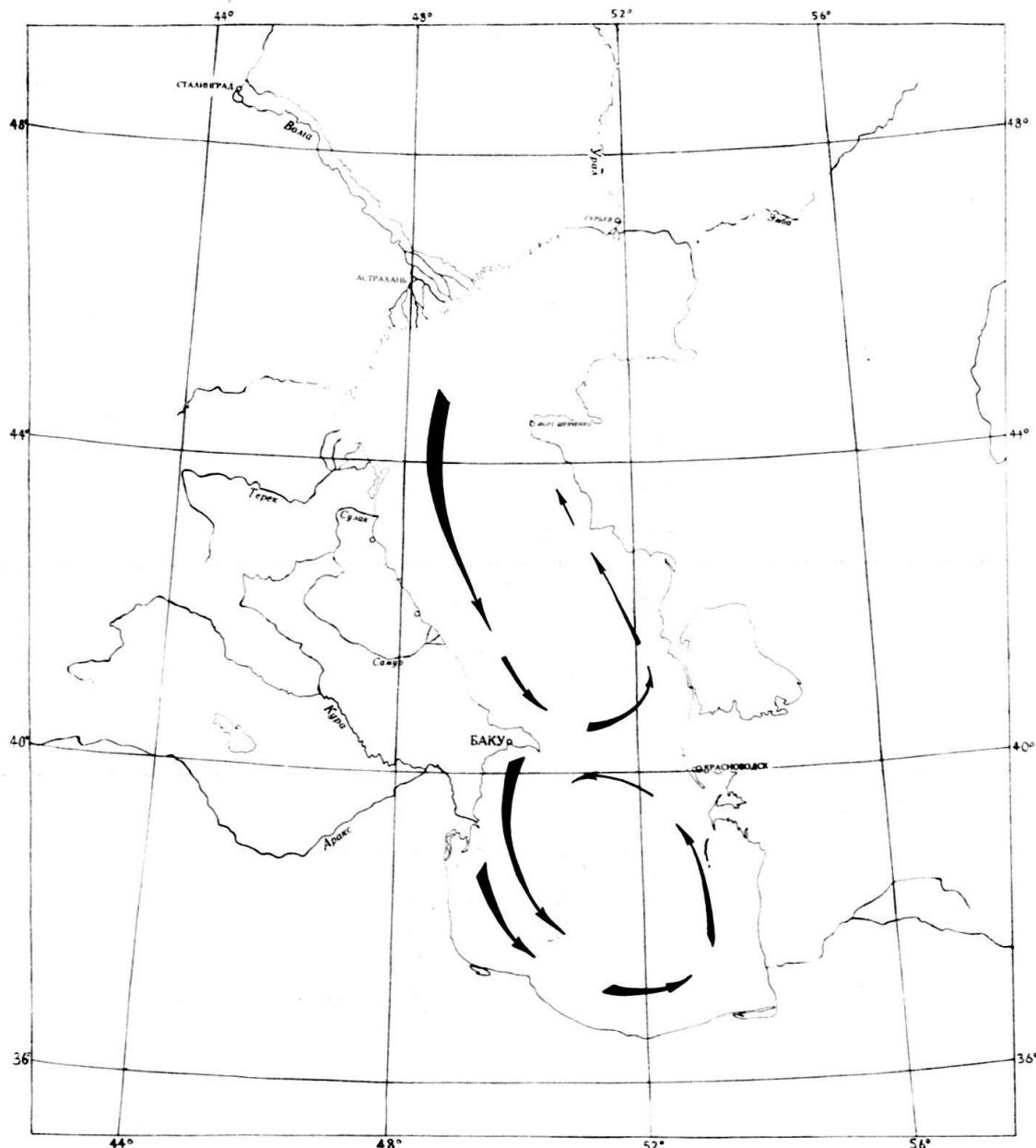


Fig. 3. Schéma de la migration de la matière clastique dans la Mer Caspienne.

ce que la formation des montagnes se poursuit jusqu'à présent, les rivières sont très troubles. La matière clastique dans la partie centrale et méridionale de la mer est distribuée par les courants (M. V. KLENOVA, 1956). Les grains minéraux entrent dans les sédiments aussi en raison de l'érosion des roches anciennes, affleurant sur les élévations sous-marines et sur les pentes (M. V. KLENOVA, 1954; V. F. SOLOVIEFF, 1956) et des produits des volcans de boue (P. G. POPOFF, 1956). L'étude lithologique détaillée a montré que la composition des sédiments se modifie en direction du courant circulaire (fig. 3). Au cours du déplacement, la quantité de matière clastique diminue et le rôle de la sédimentation calcaire augmente. On sait que le carbonate de calcium est apporté par la Volga, qui donne 81% de l'apport d'eau dans la Mer Caspienne (S. V. BROUEVITCH, 1941). Le carbonate de calcium se dégage par voie biogène ou chimique et là où l'aire de dispersion de la matière clastique, venue du Caucase se termine, se forment des faciès clastiques à calcaire et calcaires (fig. 4). Ces derniers se rencontrent généralement

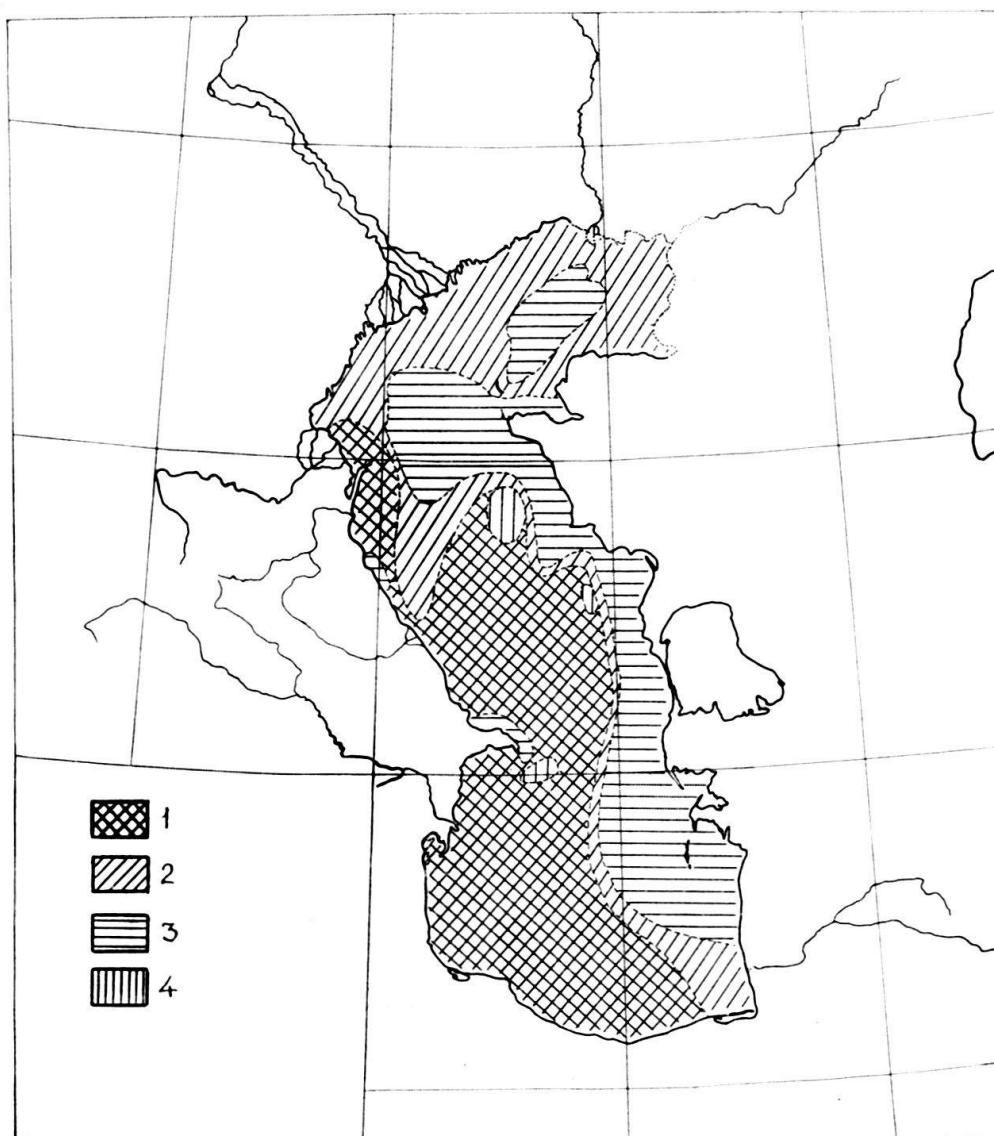


Fig. 4. Faciès des sédiments actuels de la Mer Caspienne: 1 clastiques; 2 clastiques à calcaire; 3 calcaires; 4 calcaire à Diatomées.

le long de la côte orientale, privée de fleuves. A la fin de la voie de migration au Nord-est de la partie centrale de la Mer et vers le Sud-ouest du seuil d'Apchéron se forment des faciès calcaires à Diatomées, faiblement marqués. Ici n'arrivent, par le courant circulaire, que les plus fines particules, derniers restes des matériaux clastiques, et les sédiments s'enrichissent relativement en Diatomées.

Pour prouver les relations indiquées ci-dessus nous avons fait pendant la traversée de 1957 du bâtiment «M. Lomonossoff» dans l'Atlantique Nord une analyse microscopique d'«alèvrite» pour certains spécimens des dépôts superficiels. Les calculs de V. A. EROCHTCHEFF ont montré que dans les faciès clastiques, sur la coupe Iles Shetland-Faeroer-Islande, la quantité des grains minéraux dans la fraction d'«alèvrite» varie de 52,9 – 85,4%, en augmentant près de la côte et sur les élévations sous-marines. Les quantités de Diatomées (10,1–1,5%) et de Foraminifères (13,7–8,3%) se modifient inversément (fig. 5). Plus au Sud, entre

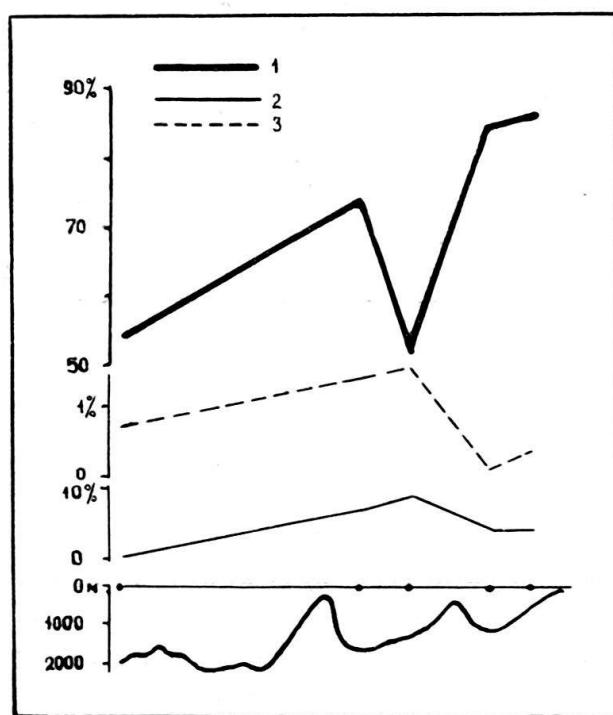


Fig. 5. Distribution des grains minéraux et des composants biogènes dans la partie Nord-Est de l'Atlantique – coupe Islande – Faeroer – îles Shetland: 1 grains minéraux; 2 Foraminifères; 3 Diatomées.

la crête Reykjanes et les Hébrides, dans la région de faciès calcaires, la teneur en grains minéraux varie de 12,3 jusqu'à 62,4% (aux environs de l'Islande) et le cours inverse donne la quantité de Coccolithes, 0,2–53,3% (fig. 6). La distance entre les sources d'apport diverses étant relativement courte, les aires de dispersion de la matière clastique provenant des différents régions se recouvrent.

Une tout autre image peut être observée dans la partie méridionale de l'océan Atlantique. Ici nous avons utilisé les analyses de PRATJE (1939) pour les échantillons de l'expédition de 1925–1927 sur le «Météore».

Les chiffres du contenu en quartz, autres minéraux et débris de roches obtenus par PRATJE ne se rapportent point à l'«alèvrite», mais au sédiment en entier, par

conséquent l'influence de la composition mécanique n'est pas exclue. Néanmoins les limites des aires de dispersion de la matière minérale, provenant de sources

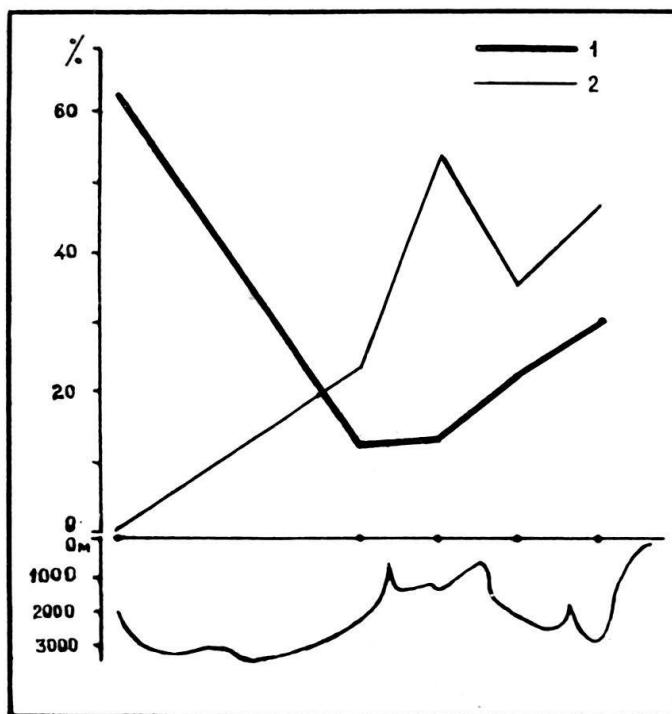


Fig. 6. Distribution des grains minéraux et des Coccolithes de la crête Reykjanes aux Hébrides
1 grains minéraux; 2 Coccolithes

diverses, sont évidentes (fig. 7). Les teneurs élevées en grains minéraux s'observent dans les faibles profondeurs près de l'Amérique du Sud, où le courant du Brésil, passant du Nord au Sud apporte des matériaux des côtes. Les valeurs maximales ont été obtenues aux environs de l'embouchure de Rio de la Plata et dans la région du courant froid de Falkland. Au Sud du plateau du Rio Grande tous ces courants sont engloutis par la dérive occidentale qui transporte les grains minéraux vers l'Est. Près des côtes de l'Afrique les aires à teneurs élevées en grains clastiques se rapportent aux embouchures du Congo et du fleuve Orange ainsi qu'au système des courants circulaires vers l'Ouest du cap de Bonne Espérance.

La région des valeurs basses de la matière clastique au dehors des aires de dispersion coïncide bien avec la distribution des eaux plus salées et plus claires, et aussi avec la prédominance des faciès calcaires de la boue à Globigérines sur la carte de MURRAY et RENARD (et aussi des boues à Globigérines et à Ptéropodes sur la carte de CL. FRANCIS-BŒUF selon J. BOURCART, 1949). Les aires de dispersion de la partie méridionale de l'Atlantique ne se recouvrent pas, contrairement à ce qui a lieu dans l'hémisphère Nord.

De cette manière, on peut penser que chaque source de matière clastique est entourée d'une aire de dispersion à limites définies, déterminées par la distribution par les agents de transport. Le dépôt de faciès biogènes et chémogènes ne se produit que lorsque l'aire de dispersion se termine. Il faut noter que la source de la matière clastique, et par conséquent le centre de sa distribution, peut être

non seulement la terre ferme, mais aussi un banc, un cône volcanique sous-marin ou bien une partie du fond à pente raide.

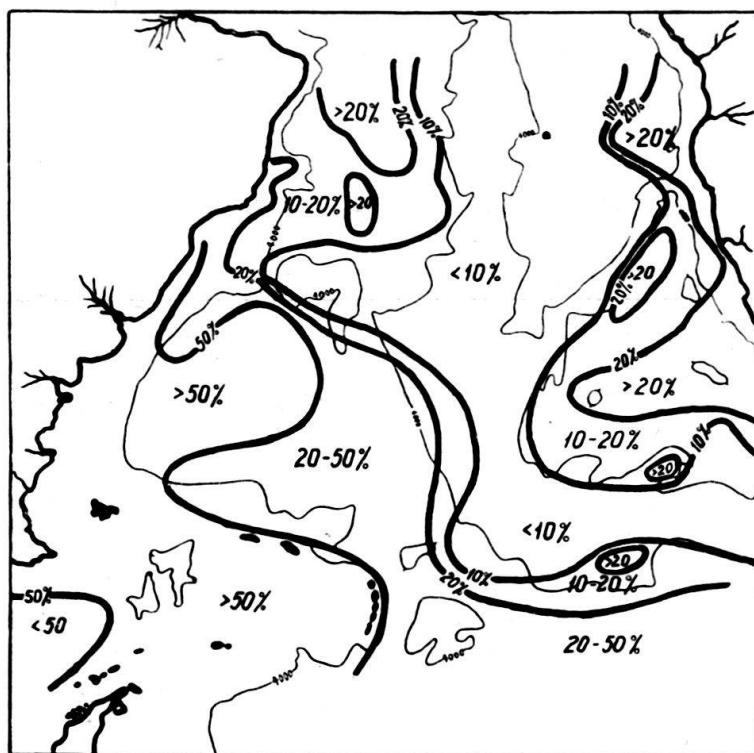


Fig. 7. Distribution des grains minéraux dans les sédiments de l'Atlantique Sud, selon les données de O. PRATJE.

La notion d'«aire de dispersion» de la matière minérale clastique nous donne la possibilité de lier au cours général de la sédimentation actuelle les faciès clastiques et biogènochémogènes, et il faut, pour cette raison, en tenir compte en étudiant les sédiments anciens.

BIBLIOGRAPHIE

- Безруков, П. Л. (1955): Донные отложения Курило-Камчатской впадины. Тр. Ин-та Океанологии, ХП.
- Безруков, П. Л., и Удинцев, Г. Б. (1953): Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. ДАН СССР, 91, 2.
- Белоусов, В. В. (1944): Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. Тр. ИГН АН СССР, вып. 76.
- Бруевич, С. В. (1941): Элементы химического баланса Каспийского моря. Тр. Комиссии по компл. изучению Каспийского моря. вып. 14.
- Вассоевич, Н. Б. 1948 Эволюция представлений о геологических фациях. Литологич. сборник, I, Гостоптехиздат.
- Гершанович, Д. Е. (1958): Фации современных осадков северо-западной части Охотского моря. ДАН СССР, 118, 2.
- Жемчужников, Ю. А. (1948): Что такое фация. Литологич. сборн. I, Гостоптехиздат.

- Кленова, М. В. (1933): Промысловая карта грунтов Баренцева моря. Докл. I сессии Гос. Океаногр. Ин-та 1931 г., вып. 6, М.
- (1945): Процессы осадкообразования в полярных морях, М-Л. Изд. Главсевморпути.
 - (1948): Геология моря. Учпедгиз, М.
 - (1952): Грунтовые карты. Больш. Сов. Энциклопедия, т. XIII.
 - (1954): Классификация современных морских осадков. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
 - (1954): Геологическое строение Апшеронского порога Каспийского моря. ДАН СССР 94, № 2.
 - (1956): Процессы осадкообразования на подводном склоне Каспия. Сборн. Современные осадки Каспийского моря Изд. АН СССР.
 - (1956): Современные фации материального склона Восточной Антарктиды. Доклад на XX сессии Междунар. Геол. Конгресса в Мексике.
- Кленова, М. В. и Гершанович, Д. Е. (1953): Глубоководные фации осадков Японского моря. ДАН СССР, 89, № 5.
- Морской Атлас (1953): т. П, л. 15, изд. ГУ ВМФ.
- Наливкин Д. В. (1956): Учение о фациях. 1932; Учение о фациях. Изд. АН СССР.
- Попов П. Г. (1956): Стратификация осадков Каспийского моря. Сборн. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР.
- Пустовалов Л. В. (1933): Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Пробл. Сов. Геологии, № 1.
- (1940): Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, М.
 - (1947): Терригенно-минералогические фации. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XXII (5).
- Рухин Л. Б. (1948): Типы песчаных фаций. Литол. сборн., 1.
- (1953): Основы литологии. Гостоптехиздат.
- Соловьев В. Ф. (1956): Об особенностях диференциации современных осадков Приапшеронского района Каспийского моря. Сборн. Современные осадки Каспийского моря. Изд. АН СССР.
- Теодорович Г. И. (1947): Осадочные геохимические фации. Бюлл. МОИП, геол. № 1.
- Хайн В. Е. (1950): О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. XXV (6).
- BOURCART, J. (1949): *Géographie du fond des mers*. Paris.
- GRIPENBERG, S. (1934): *A study of sediments of North Baltic and adjoining Seas*. Fennia, 60/3.
- MURRAY, J. and RENARD, A. F. (1891): *Deep-sea deposits*. Rep. scient. Res. of the voyage of H.M.S. Challenger 1873-76. London.
- MOORE, R. C. (1949): *The meaning of facies*. Geol. Soc. Amer. Mem. 39.
- NANSEN, F. (1904): *The bathymetrical features of the North Polar Seas*. Scient. Res. Norw. North-polar-Exped. 1893-1896, 4.
- PRATJE, O. (1939): *Die Sedimente des Südatlantischen Ozeans*. Wiss. Ergebni. deutsch. Atlant.-Expedit. auf d. «Meteor» 1925-1927. B. III, T. 2, Lief. 2, Berlin.
- RAJCEVIĆ, B. M. (1957): *Etude des conditions de sédimentation dans l'estuaire de la Seine*. Ann. Inst. techn. Batim. Trav. publics 10, Nr. 117.
- Sedimentary facies in geologic history* (1949). Geol. Soc. Amer. Mem. 39.

11. — LOUIS-R. LAFOND (Paris): **Etude des sables de Fort Dauphin (Madagascar) par la mesure des radioactivités naturelles.** Avec 2 figures et 1 tableau dans le texte.

SOMMAIRE

La mesure de la radioactivité naturelle des sables de plage autour de Fort Dauphin permet de distinguer nettement deux domaines, l'un au nord et l'autre au sud de la ville, différant par l'intensité du rayonnement. La forme de la limite séparant ces deux domaines indique que les transports de matériaux se font actuellement du NE vers le SW, sous l'influence des vents et des clapots de NE.

Dans le domaine des sables de radioactivité notable (fausse baie des Galions), l'étude du rapport β/γ montre à la fois une évolution vers le SW et le NE à partir d'une zone située au sud de la ville et, dans le profil transversal de la plage elle-même, une variation de la composition du sédiment liée à l'action des vagues sur la basse plage et à celle des vents sur la haute plage.

L'étude minéralogique des sables et la séparation de phases de radioactivités diverses permet d'attribuer à la monazite et au zircon l'essentiel du rayonnement des sédiments.

INTRODUCTION

Les recherches dont cette note expose les résultats ont été faites en partie sur le terrain, à l'occasion d'une mission d'étude sédimentologique du port de Fort Dauphin, en avril-mai 1955, et complétées au laboratoire de Sédimentologie de l'Université de Paris, en 1956 et 1957. L'intérêt de cet exposé est de montrer que l'étude des radioactivités naturelles, même menée uniquement avec des appareils de détection simples, peut permettre dans des conditions favorables de résoudre rapidement un certain nombre de problèmes de transport. Au laboratoire, nous nous sommes attaché à l'analyse des composantes du rayonnement et nous avons cherché en outre à relier les données obtenues aux résultats de l'analyse minéralogique des sables. L'étude granulométrique des sables apporte également une confirmation de l'existence des phénomènes de transport décelés par l'étude des radioactivités.

Dans la partie sud-est de l'île de Madagascar, Fort Dauphin est un petit port ouvert sur l'océan Indien et dominé directement par les hauteurs de la chaîne Anosyenne, dorsale qui borde la côte est de la grande île vers le sud. Au sud ouest de la ville commence la zone subdésertique dite de l'«Extrême Sud», dont les caractères climatiques s'opposent franchement au climat tropical de la côte est. Par 25 degrés de latitude sud, Fort Dauphin jouit d'un climat tempéré qui lui a valu le surnom de «côte d'azur malgache». De forts vents du nord-est soufflent cependant très souvent sur la région; tant par le clapot qu'ils provoquent que par leur action propre, ils constituent le facteur dominant de la sédimentation actuelle.

La côte, aux environs de Fort Dauphin, est basse et sableuse, bordée par une plaine alluviale souvent marécageuse qui se prolonge vers l'intérieur du pays jusqu'au contact de la chaîne Anosyenne. La limite de cette chaîne est une faille d'effondrement et le socle ne réapparaît dans la zone côtière que sous la forme de petits massifs isolés, formant des caps rocheux. Des massifs d'un grès calcaire quaternaire rompent également la monotonie de la plaine basse. C'est sur l'un de ces massifs qu'est bâtie l'ancienne forteresse de Fort Dauphin.

Des trottoirs d'algues et de coraux ceinturent les zones rocheuses sur lesquelles s'appuient des plages en croissant qui sont pour la plupart des cordons littoraux sableux. La mer reste partout d'une limpidité remarquable.

La géologie des environs de Fort Dauphin est limitée à l'étude du socle cristallin ancien; celui-ci n'est recouvert près de la ville que par quelques formations quaternaires ou subactuelles. Les géologues malgaches ont divisé le socle précambrien en un certain nombre de séries à caractères minéralogiques et métallogéniques distincts; ce sont essentiellement les groupes de Fort Dauphin (leptynites et gneiss à cordiérite faiblement minéralisés) et de Tranomaro (paragneiss calciques et magnésiens, pyroxénites, cipolins à diopside, grenats, phlogopite,

richement minéralisés) qui sont représentés dans le secteur qui nous intéresse. Dans les formations du groupe de Tranomaro, déjà célèbres pour leurs gisements de mica biotite, le Commissariat à l'Energie atomique a entrepris une vaste campagne de prospection en vue de l'exploitation de riches gisements d'Urano-Thorianite. Il semble que la très grande majorité des minéraux radioactifs du SE de Madagascar proviennent des gneiss de Tranomaro. La tectonique du socle ancien est isoclinale et les plis sont très serrés. De très nombreuses et multiples intrusions granitiques ont apporté une migmatisation importante.

I. – ÉTUDE DU RAYONNEMENT NATUREL DES SABLES DE FORT DAUPHIN

Sur le terrain, nous n'avons pu disposer que d'un petit gammamètre portatif, assez peu sensible. Les résultats intéressants obtenus nous ont cependant encouragé à poursuivre l'étude des sables en laboratoire avec des appareils plus perfectionnés. Nous avons procédé sur une centaine d'échantillons choisis à la mesure du rayonnement béta et du rayonnement gamma, à l'aide d'un compteur d'impulsions C.I.D. associé à un tube Geiger du type TGC 5, dans lequel le tube est entouré par l'échantillon comme par une sorte de fourreau. Les échantillons les plus intéressants ont été en outre étudiés avec un tube à fenêtre mince du type TGC 2 pour le rayonnement béta, et à l'aide d'un scintillateur à cristal de 2 pouces associé à une échelle de comptage S.A.I.P.

L'étude au gammamètre de terrain et au tube TGC 5 permet dès l'abord, comme le montre le tableau n° 1, de distinguer deux catégories de sables, les uns étant fortement radioactifs (plus d'une centaine de chocs par minute en béta), les autres sensiblement moins (20 à 30 chocs par minute, toujours en rayonnement béta). Sur les premiers, nous avons mesuré à la fois le rayonnement béta et le rayonnement gamma, puis calculé le rapport béta/gamma, caractéristique des proportions en présence d'uranium et de thorium. Sur les seconds, nous avons pratiqué seulement la mesure du rayonnement béta, le rayonnement gamma étant dans ces conditions expérimentales toujours très faible (1 à 5 chocs par minute), et le rapport béta/gamma n'ayant plus alors de signification physique précise.

Tableau 1

Radioactivité naturelle des sables de la région de Fort Dauphin mesurée au tube Geiger type TGC 5.

Localisation	Beta	Gamma	Beta/ Gamma
I. – Anse Dauphine (et nord de Fort Dauphin)			
Sainte-Luce – Basse plage	18,0		
3 km au n de Fort Dauphin –			
BP, sable non bulleux	16,38		
BP, sable bulleux	12,95		
Coude route Sainte-Luce-Fort Dauphin			
BP	11,58		
HP	15,54		
Sommet de la dune	12,20		
Enracinement jetée – extérieur. BP	27,00		
Port – Plage derrière jetée, BP	29,62		
Bord du lac Limpomamy	4,90		

Localisation	Beta	Gamma	Beta/ Gamma
II. – Petits fonds; Rade et port de Fort Dauphin			
Mouillage des paquebots	211,9	24,9	8,50
Large du musoir jetée, fonds 5/6 m	65,92		
Port (marégraphe)	111,83	15,84	7,18
III. – Pointe Flacourt et petites plages de la zone rocheuse de Fort Dauphin			
Débarcadère	145,7	10,41	13,95
Platier entre débarcadère et pointe Flacourt	10,71		
Platier de la pointe Flacourt	32,13		
Plage au SE de la caserne – BP	14,97		
Plage Monseigneur (Basse plage)	9,90		
Isthme Pte Libanona – Dune fixée	166,79	13,71	12,15
Plage du Gendarme – Bord de la dune	48,3	7,3	6,63
Plage du Gendarme, basse plage	17,80		
IV. – Fausse baie des Galions, jusqu'au cap Ranavalona			
Limite des rochers de Libanona, BP	41,5		
Limite SW de la ville. Dune	117,16	23,56	4,99
d ^o Haute plage	879,40	140,46	5,55
d ^o Basse plage	434,76	41,13	10,55
d ^o BP, différenciation de surface	8074,0	1580,0	5,10
3 km sud de Fort Dauphin, Dune	110,56	13,26	8,34
d ^o Base de la dune	129,54	23,78	5,46
d ^o Dune en mouvement	72,92	7,42	9,83
d ^o basse plage	12,41		
Extrémité S de la baie, BP	11,82		
d ^o Haute plage	113,35	13,01	8,70
V. – Baie des Galions			
Limite du platier rocheux est, BP	13,29		
En dessous de Talio, Haute plage	71,9		
d ^o Basse plage	19,7	1,04	
Sortie du lac Ranofotsy, sommet de la dune	54,71		
d ^o Basse plage	114,4	12,3	9,30
Lac Ranofotsy, banc sud	17,34		
Extrémité SW de la plage, BP	38,03		
VI. – Alluvions du Mandrare			
Bac d'Amboasary	132,0	37,2	3,55
VII. – Dunes anciennes – Quaternaire de l'arrière pays			
Route d'Ambovombe – Tsiroamanjaka	23,90		

Les chiffres précédemment cités représentent les valeurs mesurées réellement au moyen de l'appareil utilisé, le fond continu du tube étant déduit. En fait, la sensibilité du tube n'est pas la même en béta et en gamma; tandis que le rendement en béta est excellent, 85–90%, le rendement en gamma est minime, de l'ordre de 1% seulement. D'autre part, l'absorption des rayons béta et gamma par la couche de sable en expérience – ici, elle a une épaisseur de 8 mm – n'est pas identique; tandis que les gamma passent presque tous, les béta sont en grande partie absorbés. L'appareil enregistre les gamma correspondant à la masse totale de l'échantillon; mais seulement les béta correspondant à 1 ou 2 mm d'épaisseur de sédiment.

Toutes nos mesures se réfèrent donc à un dispositif expérimental bien déterminé et n'ont qu'une valeur relative. Ces réserves faites, elles apportent cependant des précisions intéressantes sur l'évolution des sédiments autour de Fort Dauphin.

Si l'on reporte sur une carte les points où ont été effectuées des mesures de radioactivité des sables actuels (fig. 1), nous pouvons constater que la répartition des points permet de distinguer deux domaines définis :

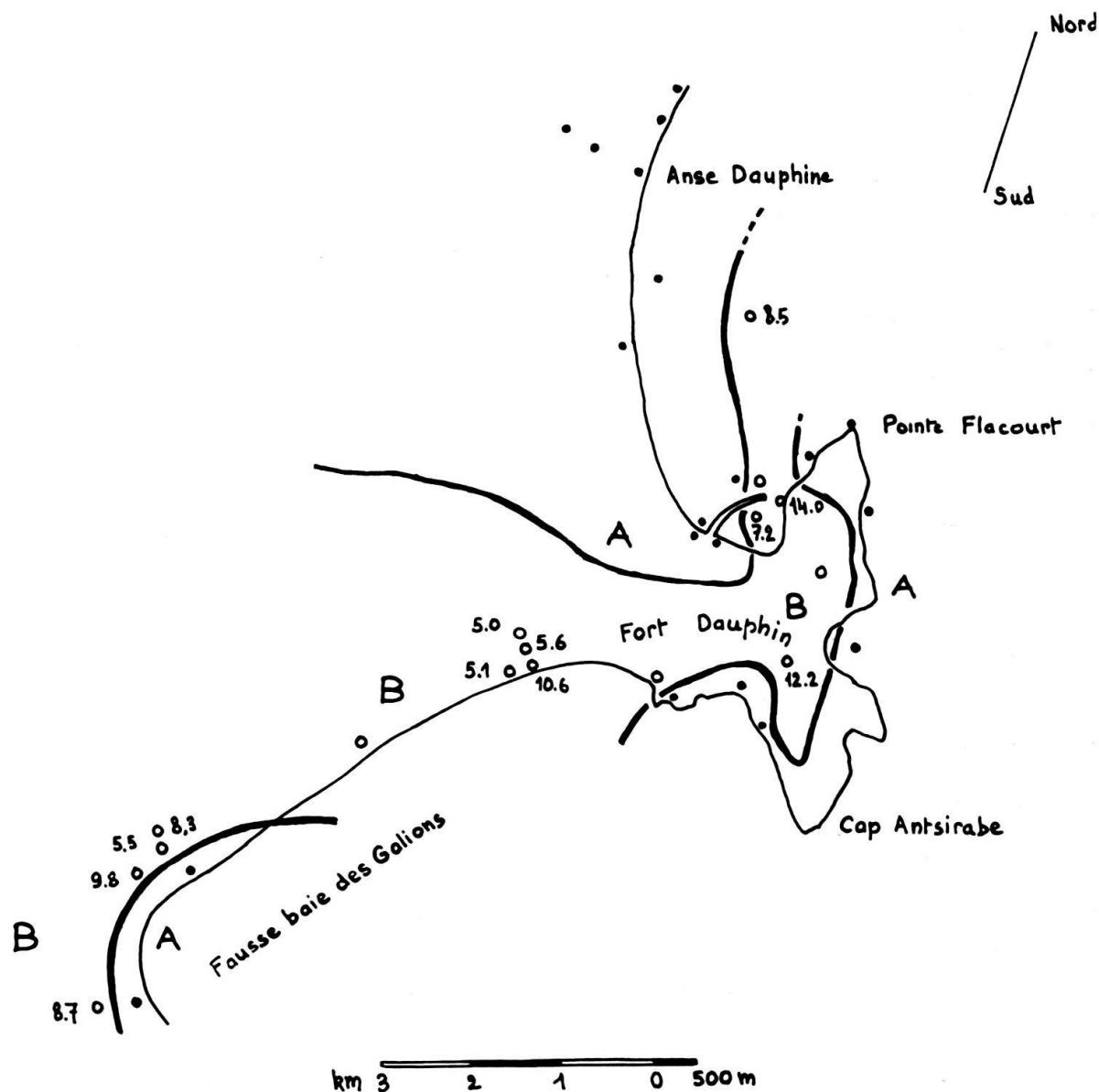


Fig. 1. Répartition géographique des valeurs de la radioactivité naturelle des sables aux abords immédiats de Fort Dauphin

A - Domaine des sables peu radioactifs ($\beta \leq 100$ c/mn). Les points noirs représentent les points où des mesures précises ont été effectuées

B - Domaine des sables notablement radioactifs ($\beta > 100$ c/mn). Les cercles à centre blanc représentent les points où des mesures précises ont été effectuées; le chiffre accompagnant ces cercles indique la valeur du rapport β/γ au point considéré

En traits gras, limite des deux domaines

a) un domaine des sables peu radioactifs, couvrant l'anse Dauphine (dunes et plages), ainsi que le platier de la pointe Flacourt (sauf en un point de celle-ci) et les petites plages entourant le massif de grès calcaire sur lequel est bâtie la ville. Au sud ouest de la ville, dans la fausse baie des Galions, on retrouve des sables peu radioactifs sur la basse plage. Plus loin encore, la radioactivité est à nouveau faible sauf en de rares points isolés du littoral.

b) un domaine de radioactivité beaucoup plus notable s'étend sur l'estran de toute la partie nord-est de la fausse baie des Galions. Des concentrations locales remarquables correspondent à des différenciations de sable noir à la surface du bas estran, sous l'action des vagues. Ce domaine se prolonge vers le sud-ouest dans toute la partie dunaire du cordon littoral limitant la fausse baie des Galions. Vers le nord-est, il faut encore lui rattacher les sables dunaires qui recouvrent les calcaires quaternaires de la pointe Flacourt et aussi, fait remarquable, l'ensemble des sables des petits fonds recueillis dans le port et l'anse Dauphine. La radioactivité de ces sables des petits fonds n'est pas toujours aussi forte que celle des sables du domaine subaérien, mais cette différence s'atténue très sensiblement si l'on procède à la séparation des débris coquilliers, parfois très abondants. Le domaine des sables peu radioactifs dessine donc une encoche dirigée vers le sud et le long de la côte dans le domaine des sables de radioactivité notable; des études hydrographiques menées à propos des projets d'agrandissement du port de Fort Dauphin, et notamment la comparaison de plans détaillés levés à des époques différentes montrent que cette encoche dessine bien les zones engrangées par le transfert éolien sous l'action des alizés de nord-est dans l'anse Dauphine.

La présence de sables radioactifs dans l'anse Dauphine, dont l'estran est particulièrement pauvre, militerait en outre en faveur d'un phénomène de transport des sables du SW vers le nord, avant la fermeture du tombolo de la pointe Flacourt - ou d'un franchissement de ce tombolo par des sables éoliens - dans des conditions climatiques différentes des conditions actuelles.

Notons enfin que les sables formés aux dépens des grès de la pointe Flacourt ne sont radioactifs qu'en un seul des points étudiés. Le rapport béta/gamma, qui atteint en ce point la valeur de 13,95, montre qu'il s'agit là d'un sédiment notablement différent des autres (le rapport béta/gamma est en général compris entre 5 et 8), sédiment provenant sans doute de la désagrégation d'une concentration minérale incluse dans les grès sus-jacents.

Dans le domaine des sables de radioactivité notable, la région située au NE de la fausse baie des Galions est une zone de concentration assez extraordinaire en minéraux radioactifs et paraît donc jouer le rôle de centre de distribution de ceux-ci: on notera que c'est dans cette zone que le rapport béta/gamma atteint les valeurs les plus basses, qui sont les plus proches de celles observées dans les minéraux locaux. Cette zone se trouve cependant assez éloignée des sources possibles; on peut plutôt y voir une zone de concentration accessoire par lévigation des éléments non radioactifs - vraisemblablement sous des influences éoliennes. La valeur absolue de la radioactivité diminue en effet suivant les directions dominantes des vents, NE et SW. On sait d'ailleurs (RIVIÈRE, 1955) que les concentrations radioactives ne décroissent pas nécessairement lorsque la distance à la zone d'apport augmente, les sables les plus radioactifs étant toujours les sables fins.

Toujours dans la même région de forte radioactivité, nous avons étudié la variation de la radioactivité suivant le profil transversal de la plage. Mises à part les concentrations exceptionnelles, la radioactivité marque un net maximum sur le haut estran; les sables du bas estran sont caractérisés par une augmentation du rapport béta/gamma, qui de 5 passe aux environs de 10. Si l'on admet que le rayonnement gamma est plus spécialement lié à la présence de composés du thorium, et le rayonnement béta à la présence de composés de l'uranium, on doit interpréter ce phénomène comme une variation importante de la composition du sable entre le haut estran et le bas estran, ce dernier étant beaucoup moins riche en minéraux dérivés du thorium. Pratiquement, ceci revient à dire que les composés du thorium et ceux de l'uranium n'appartiennent pas à la même phase granulométrique, et qu'une action hydrodynamique suffit à les séparer. Du fait que la composition du rayonnement reste constante entre le haut estran et les différenciations de surface du bas estran ($\beta/\gamma = 5$), on peut aussi déduire que ces différenciations proviennent d'un lessivage du haut estran par les vagues, lessivage entraînant les plus fins éléments, et non d'une ségrégation des sables au sein du bas estran.

II. - ÉTUDE MINÉRALOGIQUE DES SABLES DE FORT DAUPHIN

Nous avons séparé et déterminé les minéraux lourds de certains échantillons de sable appartenant aux divers domaines géographiques déterminés par l'étude de la radioactivité.

1^o Au nord de Fort Dauphin, et notamment sur le littoral de l'anse Dauphine, les sables, peu radioactifs, contiennent 10 à 12 % en poids de minéraux lourds. Parmi ceux-ci, la plupart sont des minéraux opaques (77,4%), les minéraux transparents ne représentant que 18,8% du total. Le reste est constitué par de l'aragonite. Les minéraux opaques sont des grains de magnétite ou d'ilménite, accompagnés de quelques concrétions ferrugineuses d'origine sans doute latéritique.

Parmi les minéraux transparents, les grenats dominent (45%), associés à des topazes (35%), des zircons (10%), des sphènes (8%). On reconnaît en outre quelques grains d'andalousite, sillimanite et rutile.

2^o Les sables de la zone radioactive, notamment à la limite sud de l'agglomération de Fort Dauphin, contiennent 15% au moins de minéraux lourds en poids. Les concentrations dont nous avons déjà parlé en contiennent jusqu'à 90%. La proportion entre les opaques et les transparents est sensiblement la même que plus au nord (minéraux opaques: 71%, minéraux transparents: 23,6%, calcite et aragonite: 2,4%), mais par contre la composition de la phase transparente est tout à fait différente. Ce sont les zircons qui dominent (72%), et ils se présentent sous deux faciès différents: l'un idiomorphe, bien allongé, l'autre au contraire très arrondi. Les grains intermédiaires, plus rares, sont riches en inclusions.

En dehors des zircons, les minéraux lourds des sables très radioactifs sont des grenats (15%), de la monazite (12%), de l'andalousite (4%), auxquels s'ajoutent quelques topazes, rutiles, sphènes, sillimanites, anatases et tourmalines.

3^o Au sud de Fort Dauphin, les sables, à nouveau peu radioactifs, contiennent 5 à 10% de leur poids de minéraux lourds. Mais cette fois, le rapport entre les opaques et les transparents n'est pas conservé (minéraux opaques: 65%,

minéraux transparents 35% environ). La calcite et l'aragonite sont également plus fréquentes que plus au nord, cette fréquence étant en liaison évidente avec la grande activité biologique qui règne dans ces eaux côtières encombrées de récifs coralliens et d'algues calcaires. Parmi les minéraux transparents, ce sont à nouveau les grenats qui dominent (67%), accompagnés de topazes (12%), de sphènes et de zircons (7%), d'andalousites (6%).

L'analyse minéralogique nous conduit donc à distinguer trois catégories de sables littoraux bien différents, et la faiblesse du rayonnement radioactif à la fois au nord et au sud de la ville n'apparaît plus ainsi que comme un phénomène de convergence. Dans la zone de forte radioactivité, la présence de monazite et de zircon suffit à justifier les très fortes radioactivités observées, mais on pouvait se demander, étant donné la proximité des gisements d'uranium connus, si d'autres minéraux n'intervenaient pas dans le rayonnement. C'est pourquoi nous avons entrepris l'analyse de la radioactivité de certaines fractions des concentrés naturels recueillis sur les plages.

III. - DÉTERMINATION ET CARACTÈRES DE LA RADIOACTIVITÉ DES DIVERSES PHASES DES SÉDIMENTS

La question que nous avons voulu résoudre en étudiant ces concentrations naturelles, qui renferment jusqu'à 90% de leur poids de minéraux de densité supérieure à 2,9, était de savoir si la radioactivité était liée essentiellement aux minéraux transparents (zircon et monazite), ou au contraire à des concentrés de minéraux opaques. Nous avons tenté une séparation manuelle, délicate par suite du petit diamètre des grains; mais c'est une séparation magnétique, sous un champ de 3000 gauss, qui nous a donné les meilleurs résultats. Dans ces conditions expérimentales, en effet, on peut arriver à séparer deux phases, l'une magnétique, contenant essentiellement des minéraux opaques et de couleur dominante noire, l'autre presque totalement incolore et formée de 90% de minéraux transparents. Les résultats pondéraux de la séparation (minéraux magnétiques opaques: 79,6%, minéraux non magnétiques, transparents: 20,4%) sont d'ailleurs assez voisins de ceux obtenus par comptage des grains au cours de l'analyse minéralogique (nous avions trouvé pour les mêmes échantillons une valeur moyenne de 71% de minéraux opaques).

La mesure du rayonnement propre à chacune des deux phases ainsi séparées a été effectuée à l'aide d'un tube Geiger à fenêtre mince du type TGC 2, sur une quantité déterminée de matière (2 g). Voici les résultats obtenus pour un échantillon provenant du voisinage immédiat de la ville:

	Beta	Gamma	Beta/ Gamma
Echantillon total	300,3 c/mn	40,9 c/mn	6,4
Phase magnétique seule	170,0	21,7	6,8
Phase non magnétique seule	561,2	71,3	6,8

Autrement dit, le rayonnement beta développé par les minéraux opaques ne représente que 57% du rayonnement du sable total, et 53% en Gamma. Le rayonnement beta de la phase non magnétique transparente atteint au contraire 187% du rayonnement de l'échantillon non séparé, et 175% en gamma.

La constance de la composition du rayonnement laisse à penser cependant que les inclusions radioactives ne se trouvent pas seulement liées aux minéraux transparents, mais aussi aux minéraux opaques; dans ceux-ci elles se trouvent seulement en proportion moindre.

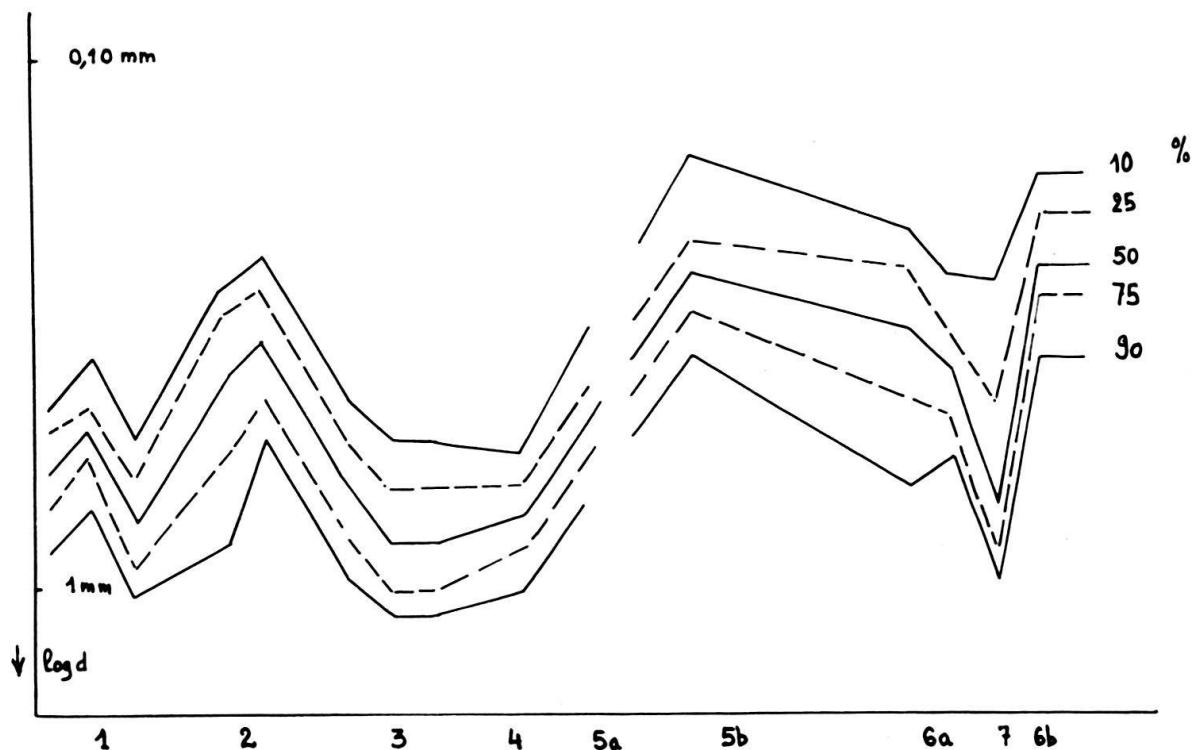


Fig. 2. Evolution granulométrique des sables de bas estran le long du littoral de part et d'autre de Fort Dauphin

En abscisses: distances calculées le long de la côte. Les chiffres représentent les points suivants:
 1) Anse Dauphine; 2) Port de Fort Dauphin; 3) Pointe Flacourt; 4) Plage Monseigneur; 5) Fausse baie des Galions: a, limite de l'agglomération de Fort Dauphin; b, voisinage du cap Ranavalona; 6) Baie des Galions: a, partie NE; b, partie SW. 7) «Grau» du lac Ranofotsy

En ordonnées, logarithmes des dimensions des mailles. On a représenté seulement quelques fractiles: médiane, quartiles et déciles, pour schématiser l'évolution des sables

IV. - RÉSULTATS DE L'ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DES SABLES

Au cours de la campagne de terrain, nous avons étudié la granulométrie des sables de plage et des petits fonds; il n'entre pas dans le cadre de cette note de développer les résultats obtenus, signalés par ailleurs (LAFOND, 1956), mais il nous paraît utile de rappeler ici qu'un des résultats essentiels de cette étude a été de prouver l'évolution des sables le long du profil longitudinal de la plage, du nord au sud-ouest de Fort Dauphin. La figure 2 indique la position des fractiles caractérisant quelques sables et, malgré les perturbations engendrées par les zones rocheuses comme la pointe Flacourt, l'affinement du sable vers le SW est très perceptible. En conclusion, on voit que les diverses méthodes classiques utilisées - minéralogie et granulométrie - permettent d'aboutir aux mêmes con-

clusions que l'étude de la radioactivité naturelle des sables, ce qui justifie l'emploi en sédimentologie de cette dernière méthode.

BIBLIOGRAPHIE

- RIVIÈRE, A. (1955): *Intérêt sédimentologique de la mesure des radioactivités naturelles*. C.R. Ac. Sci. 241, pp. 964-966.
 - (1955): *Sur la radioactivité de sédiments actuels et récents de la côte méditerranéenne. Etude particulière du Golfe du Lion. Interprétation sédimentologique*. Bull. Soc. géol. Fr. (6^e sér.) 5, pp. 495-506.
 LAFOND L.R. (1956): *Mission d'Etudes de Madagascar, rap. de fin de mission*. Tome IV: *Fort Dauphin-Baie des Galions*. Lab. Centr. Hydraul. Fr., Maisons Alfort.

12. - ROBERT L. MILLER, (University of Chicago, U.S.A.), and JOHN M. ZEIGLER, (Woods Hole Oceanographic Institute U.S.A.): **A Study of the Relation between Dynamics and Sediment Pattern in the Zone of Shoaling Wave, Breaker, and Foreshore.** With 7 textfigures.

ABSTRACT

A theoretical model is presented, for the expected patterns of sediment size and sorting in the region of shoaling wave, breaker, and beach foreshore. This model is based on theoretical considerations and published experimental results, and is intended to hold for the above mentioned dynamic zones in a state of equilibrium. Comparison with detailed observations in three natural situations and with published sediment size and sorting patterns appear to give good agreement with the model. The implication is that such generalized patterns may serve in the recognition of departures from equilibrium and change in general environment in the study of contemporary sediments; and possibly in the recognition of dynamic environments in ancient rocks.

The interpretation and prediction of contemporary sediment patterns on beach and nearshore areas has attracted the attention of a number of investigations. In the present study we focus attention on that portion which extends from the breaker zone to the top of the foreshore and seaward to a depth not exceeding two fathoms. Our purpose is to combine published theoretical and experimental work in such a way as to formulate or predict sediment patterns, by using variables representing the water movements and the sediment size and degree of sorting¹⁾. The predicted patterns are then compared with observed patterns collected by us in various field locations and with published sediment patterns.

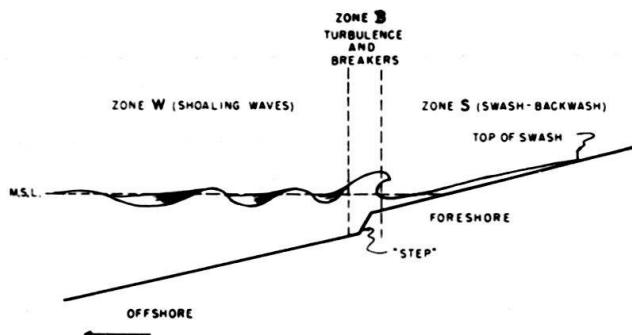


Fig. 1. The dynamic zones which characterize the surf region

¹⁾ The measure of sorting used in this paper differs from those customarily employed, in that the effect of size is removed from the measure of "spread" of the frequency distribution by dividing by the Median. Thus our sorting is defined as $S = (P_{80} - P_{20})/P_{50}$ e.g. P_{80} is the 80th percentile.

We take the point of view that the beach and surf region can be subdivided into several zones which are characterized by dynamics peculiar to that zone with resulting cut and fill leading to typical sorting and size patterns. Figure 1 shows the dynamic zones which we feel characterize the surf region.

The "step" is a topographic feature which appears when conditions are favorable, it is a distinct break in slope just under the average wave crest at the point of plunge. The zones will be discussed in some detail in the main body of the paper. In brief, Zone W is characterized by shoaling wave dynamics, Zone B, just at the breaking wave, and including the step when present, is characterized by extreme turbulence and vortices, and Zone S, the beach foreshore up to the limit of swash, is characterized by sheet flow first up then down the foreshore.

A considerable problem was encountered in reducing the relatively large amount of field data to a usable form. We chose to describe the sediment in terms of median and sorting values contoured over the study areas. However, the median sediment size and degree of sorting values are not contoured directly: rather a surface of best fit is passed thru all the sample points. This gives a pattern free of local irregularities in sediment size and degree of sorting. The technique of fitting surfaces to sedimentary data is described by MILLER (1956) for this context. In the present study the computations involved in fitting surfaces to the data were done by the high speed computer AVIDAC, at Argonne Laboratories in Chicago, and by I.B.M.

Zone of shoaling waves (W)

A hypothesis relating the dimensions of shoaling waves to the movement of sediment was proposed by P. CORNAGLIA and described briefly by MUNCH-PETERSON (1950). He says that sediment particles in shallow water will tend to move shoreward under the greater velocity of the crest of a wave. However as the water deepens (in a seaward direction) the forward movement under the crest is equalled by the backward movement under the trough. Net movement is zero and for a given size, a "null point" or "neutral line" can be established. Seaward of this null point the net movement aided by gravity, is seaward for that size; landward of the null point for the given size, the net movement is landward. Thus for a certain bottom slope and wave characteristic, each particle size has an individual null point.

The existence of these null points in a wave tank have been verified for a fixed slope of 1:15 by IPPEN and EAGLESON (1950). We have combined their equation in rearranged form (eqn. 1 appendix) with an equation for wave celerity due to AIRY (1842) (eqn. 2 appendix) and a nomogram for terminal fall velocity of spheres in water (ROUSE, 1937) to form prediction curves for the position of null points in a given region of shoaling waves, fig. 2. From these curves the position of the neutral lines for several beaches was computed. Before proceeding, careful examination of the Cornaglia proposition is necessary. Two models are examined.

Model I. No seaward motion under gravity. Fig. 3a shows a hypothetical situation in which a uniform size distribution is brought to equilibrium in its distribution, under the action of shoaling waves.

Model II. *Seaward movement of particles downslope from their null points.* Fig. 3b shows the expected equilibrium pattern for the initial uniform distribution. It is clear from inspection of the figure that median size tends to increase toward Zone B (the breaker zone) in either case. However, in Model I sorting improves

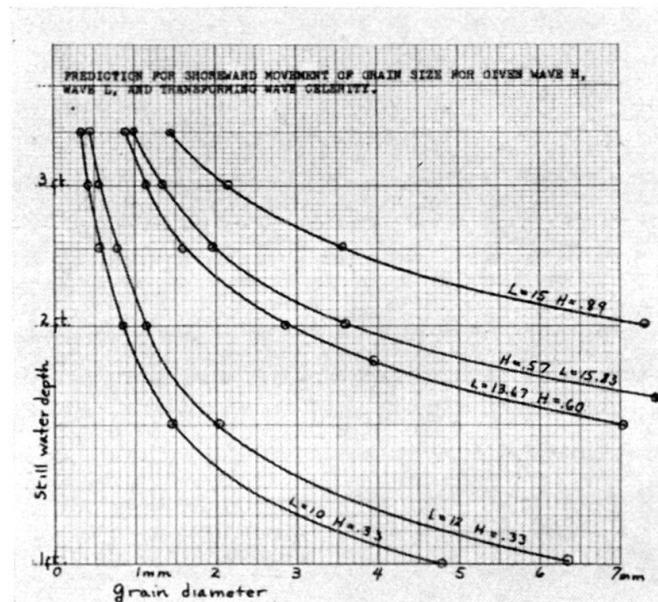


Fig. 2

shoreward. In Model II, sorting is uniformly excellent over the zone of shoaling waves.

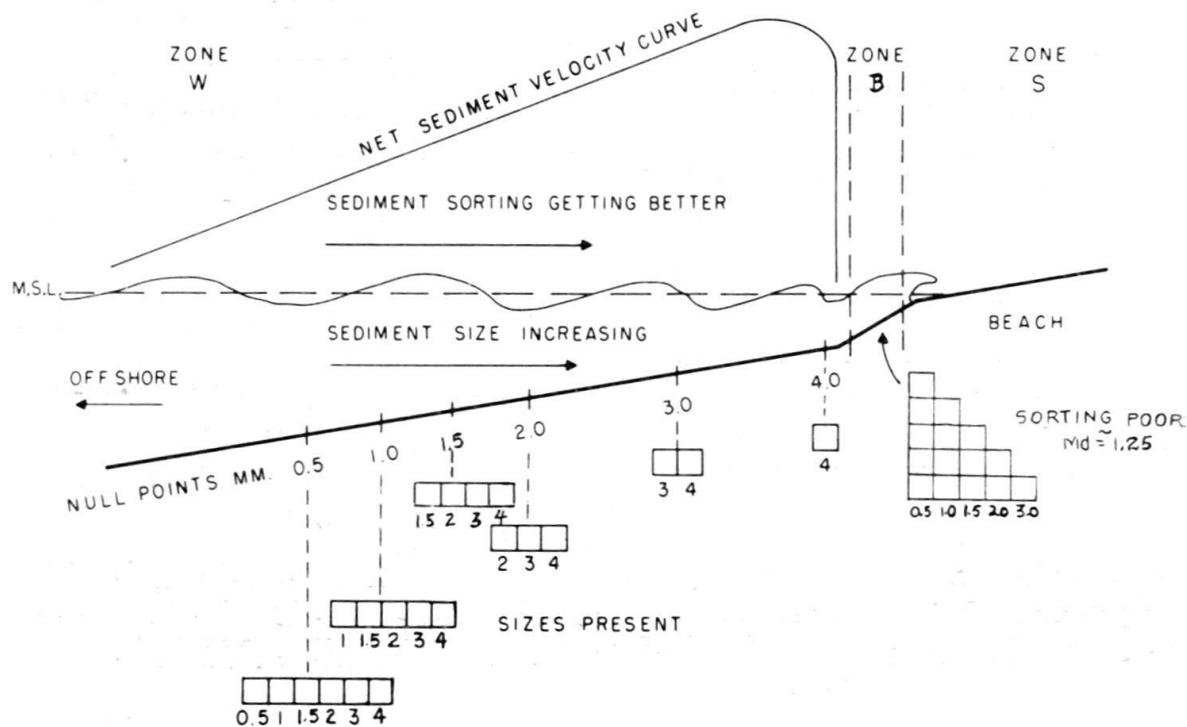


Fig. 3a. No seaward motion under gravity

We now examine trend maps (polynomial surfaces of best fit to field data), for several places. (Figs. 4, 5, 6). These trend maps were taken at low tide in each instance. It was found by detailed studies of the effect of the tidal cycle, that the pattern established at low tide was reverted to, at the beginning of the next tidal

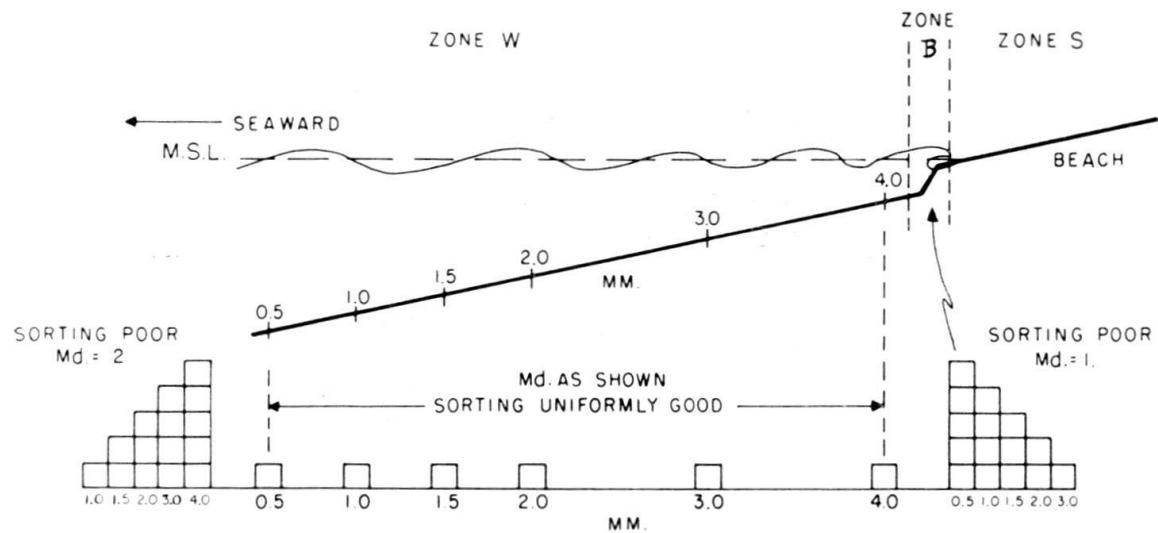


Fig. 3b. Seaward movement of particles down slope from their null points

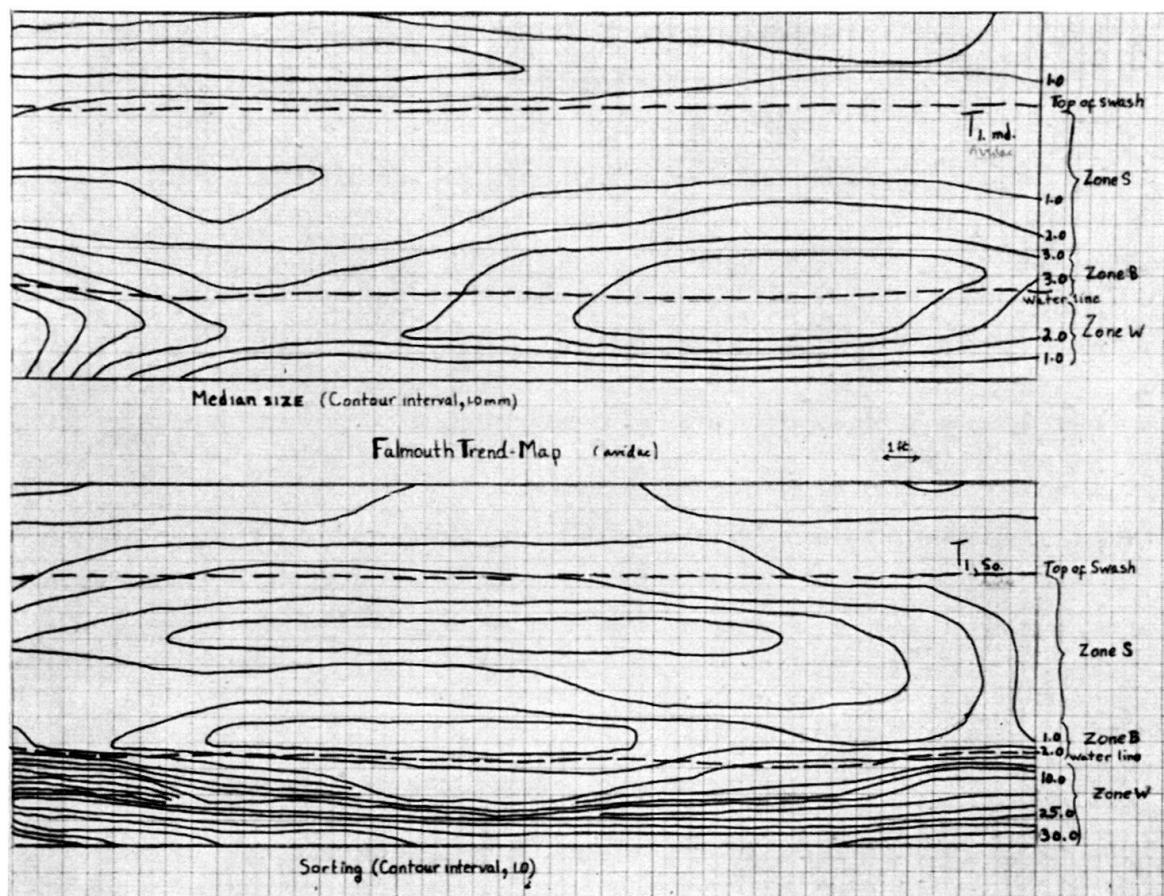


Fig. 4

cycle. It is clear from examination of these trend maps at least, that our expectation under Model I is verified. We therefore tentatively propose that Zone W (shoaling waves) equilibrium conditions lead to a regular increase of median size contours toward the breaker zone, and a decrease in the sorting contours (improved sorting) toward the breaker zone.

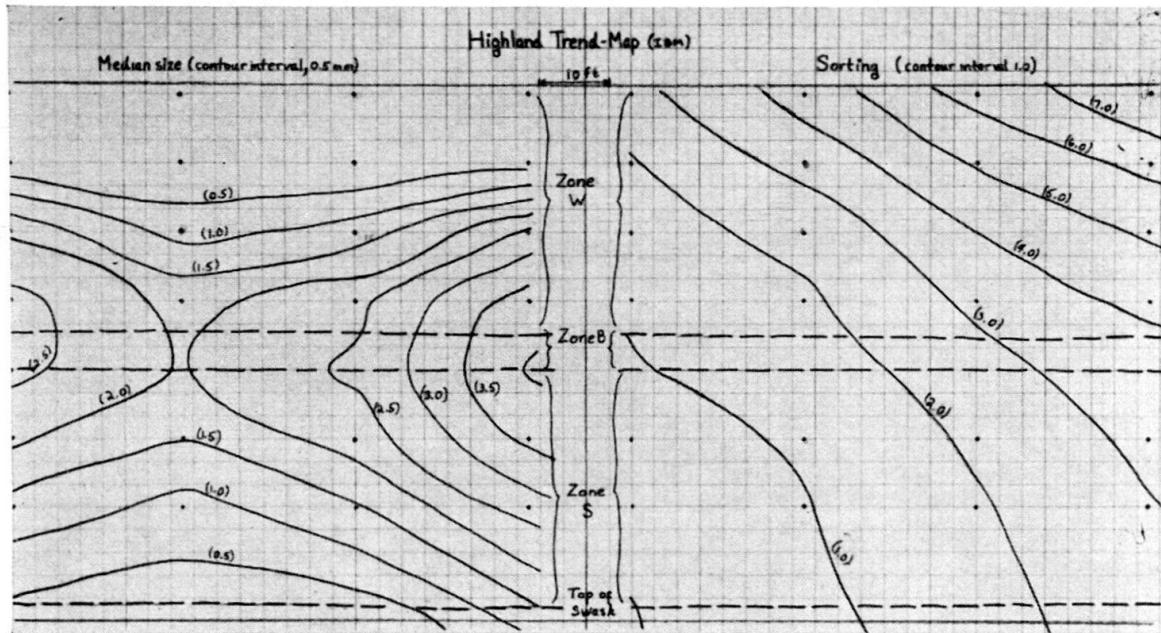


Fig. 5

Zone B, Breaker Zone

This is the region in which the forward net sediment velocity of Zone W drops to zero. It is where the breaking wave is met at its base by the returning backwash of a previous wave. The point of collision of the breaker and the swash, in our opinion is characterized by a turbulent region in which the net movement is vertically upward so that a sorting action occurs. Although the returning swash does not always catch the base of the next wave just at the point of plunging, it does so a majority of the time. The flow characteristics of the backwash are a function of the slope of the foreshore, the size of wave creating the parent swash, and the size of sediment on the foreshore. Just as the incoming breaker deposits its load, it is met by the returning backwash also carrying an accumulation of sediment. If the slope of the foreshore is sufficiently steep, a moderately well-sorted, relatively coarse "step" may be built in this turbulent zone.

The sediment which builds the "step" is derived in part from the load abruptly deposited by the incoming wave at this point. Thus the slope of the bottom in the near offshore is also important (see discussion in the section on Zone W, Shoaling waves). The remainder of the sediment is carried down the foreshore slope by the backwash from the previous wave.

In the way described above, a grading or sorting action occurs in the vertical direction within the breaking wave over Zone B. The finer material does not settle out as rapidly as the coarse material, and the finest is probably carried forward

into the foreshore. We should, under these circumstances, expect that the coarsest material be concentrated at the step, whereas finer material should be found on both the seaward and landward sides. Our field observations have supported our hypothesis in part. Limitations in space do not allow presentation of tables and details. However, we found in repeated sampling of the breaker itself just at the point of breaking, a distinct gradation in a vertical direction in size and amount of sediment, from coarse and large volume at the bottom to fine and least volume at the top. Detailed traverses across the breaker zone in a horizontal direction at 14 separate beaches also showed consistent maxima in median size of sediment size at the breaker zone.

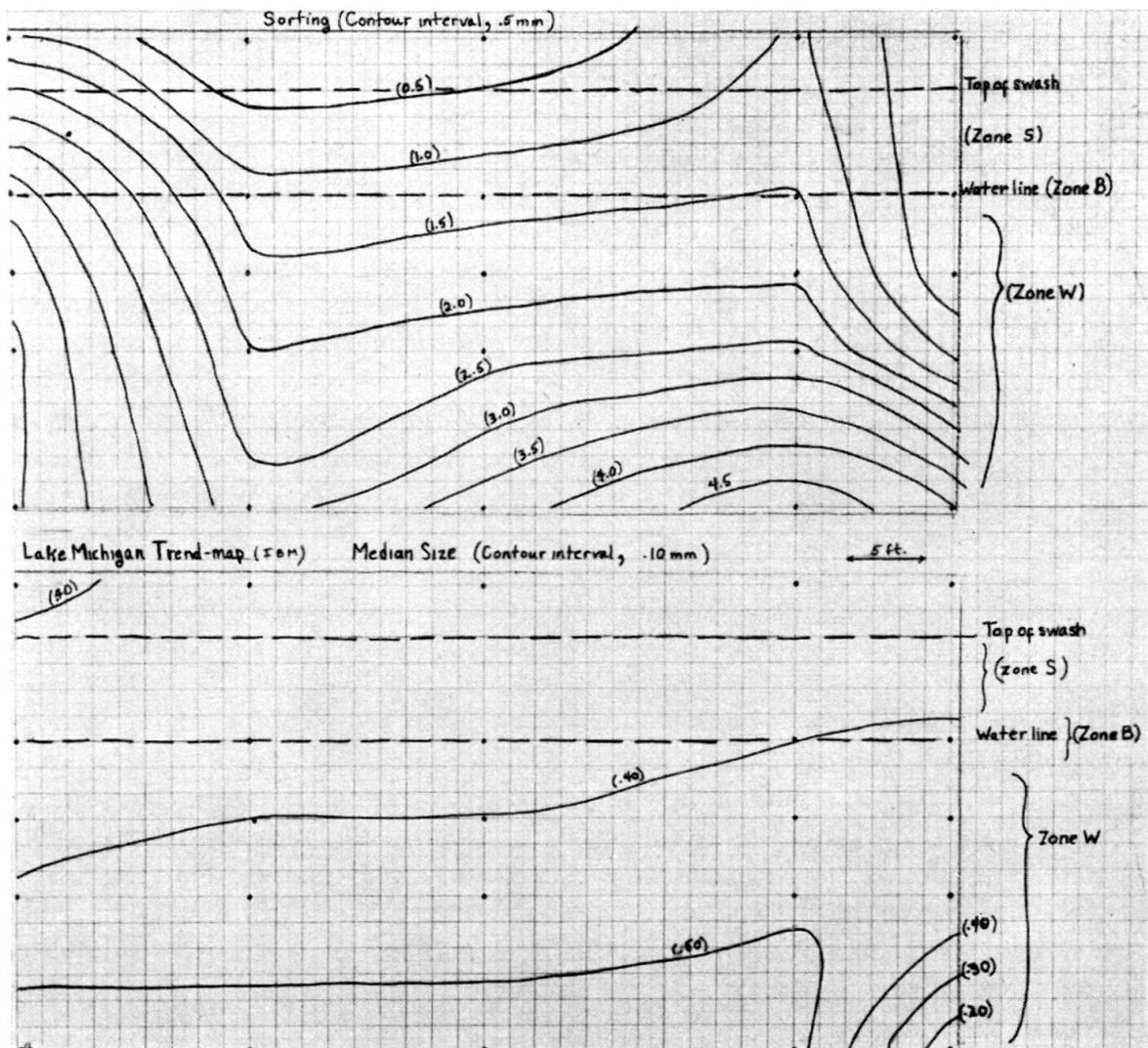


Fig. 6

In summary this section presents a hypothesis for the mechanism in the breaker zone which results in the sediment pattern consistently observed at this place in nature. The field evidence presented in this section supports the hypothesis of net vertical movement in the base of the turbulent breaker, with a secondary sorting action on the material thrown into suspension. It is clear however that the hypothesis presented is qualitative, and is only one possible explanation.

Foreshore (Zone S)

In this section we put together our field observations and field measurements of flow velocity, and published experimental observations, to form a model for the sediment pattern of the foreshore. The model will express our expectation of sediment size and sorting patterns. We then examine the natural pattern at several places in which the following information is available: slope of foreshore, average depth of backwash, and an estimate of the horizontal velocity gradient from top of swash to lower end of backwash return flow.

The model: The model consists of the following elements:

1. *An assumption as to the size and sorting pattern left just after the upwash has passed over the foreshore.* 2. *Consideration of the velocity required to start a grain of a given size moving downslope under the backwash.* In this instance, a relation between turbulent flow and initiation of sediment transport on a rough sloping bottom has been experimentally determined by IPPEN and VERMA (1953) (eqn. 3 appendix). 3. *Velocity distribution on the foreshore.* Surface velocity of backwash was measured over measured traverse normal to water edge by float and stop-watch. Repeated measurements were taken. For first approximation we assume a linear surface velocity gradient from zero at the initiation of backwash, to a maximum at the edge of Zone B (breaker zone). By using the measured velocity as an average in a horizontal sense, we have two points, and linear extrapolation gives the surface velocity at any point on the foreshore. 4. *Computation of theoretical contours of size and sorting on the foreshore.* By extrapolating in a vertical sense from the surface velocity (using an equation due to KREY (ROUSE 1938) (eqn. 4 appendix) we arrive at near bottom velocities. Now considering the edge velocity just required to move a grain on a rough bottom under turbulent flow, as determined by IPPEN and VERMA (loc. cit.) we may determine the position on a given foreshore where a certain grain size will begin to move down slope, taking into account the flow conditions.

We found that very nearly the complete range of sizes begins to move down slope within the upper 10% of the foreshore under backwash. If we therefore refer back to element 1 of the model, and assume a gradation of size from coarse at the foot to fine at the top of the foreshore *under swash* the following is implied by the model: (A.) a unexpected gradation of sediment sizes to coarsest at the foot of the foreshore, *under the backwash*; (B.) the sorting is more difficult to predict, but we would expect a rapid improvement in sorting in a downslope direction near the top of the foreshore and an irregular sorting pattern over the lower portions of the foreshore.

Examination of figs. 4, 5, 6 appear to support the above proposition, at least at the places investigated. A search of the literature also appears to lend credence to this hypothesis. See for example BASCOM 1951, EVANS 1939, KRUMBEIN 1938.

Summary and Discussion

Essentially this paper represents an effort to establish a pattern of sediment size and sorting, free of local fluctuation and representative of foreshore and nearshore in a state of equilibrium. The region is divided into three dynamic zones,

zone W that of shoaling waves landward of nearshore bars, Zone B, the breaker zone, and Zone S, the swash-backwash zone. Each zone is treated separately. Published hypotheses, and experimental investigations which included the properties we could also measure in the field, were combined by us into model form, representing a proposed mechanism and a resulting sediment pattern. The model was then compared with trend-maps of several field locations in which very local fluctuations were removed. By substituting observed values for the parameters of the model a detailed comparison was made in the case of Falmouth Beach and nearshore. Highland Beach and Lake Michigan Beach were compared with the model in a less detailed way. And published lists were compared with the model for the foreshore zone.

In this way three levels of comparisons were made: first, where both wave and current data, and a trend map was available; second, trend map only; and third, published data only. Agreement of model with the natural cases although tempered by the information available, was still sufficiently good to warrant publication.

An immediate extension of the earlier discussion of Zone W is to consider the implications of two initial frequency distributions of sediment size which are closer to reality than that of the uniform distribution.

A. Initial symmetrical frequency distribution, as an approximation to the normal distribution.

A simplified frequency distribution using unit percent by weight with a median of 2.0 mm serves as a representative of the large class of approximately normal or moderately skewed distributions found in nature. As in the earlier discussion, assume this initial distribution is distributed over the near-shore region under discussion and that subsequently wave motion begins and continues until a stable pattern is established. We apply dynamic Model I (discounting seaward movement for the sizes under consideration). As in the simpler model using a uniform distribution, the same trends are evident. The median sizes increase in a shoreward direction, and the sorting improves in a shoreward direction. The most notable differences seem to be: 1) the rate at which the sorting and median sizes change in the shoreward direction. This alters the relative position of the individual contour lines, but not the basic pattern, 2) the nature of the accumulation finally dumped at the "Step" in Zone B.

B. Initial bimodal frequency distribution, representing the general form of certain glacial deposits.

Interpretation is similar to that of the symmetrical distribution.

The underlying sediment pattern in the nearshore-foreshore region under consideration appears to us to be composed in part of the following factors:

1. The nature of the initial sediment distribution including the range of sizes, as well as the relative amounts in the various size classes.
2. The availability and kind of sediment being brought in both from the seaward side of the shoreline e.g. by littoral drift, and from the landward side e.g. by wind, storm, abnormally high tides, and slope wash. See for example, INMAN & CHAMBERLIN (1955).

3. The nature of the local wave and current system is an average sense, discounting the temporary effect of violent storms on one hand, and abnormally quiescent periods on the other.

4. The nature of removal of sediment, e.g. along the shore.

If the last three factors are considered to represent averaged conditions in a stable situation, we may consider this region to be an open system, in equilibrium over a period of time. It should be possible to characterize such a situation in terms of an underlying pattern of median size and sorting of sediment from which extremely local variation has been removed.

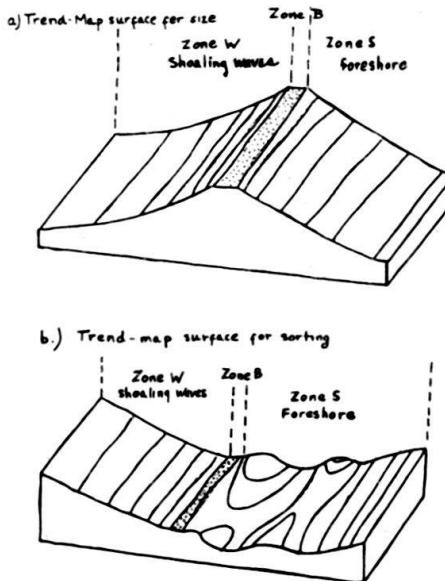


Fig. 7

(notation)

APPENDIX

$$\text{equation 1) } \frac{H L C}{d^2} (.0865) = w$$

$$\text{equation 2) } C^2 = \frac{g L}{2\pi} \tanh \frac{2\pi d}{L}$$

$$\text{equation 3) } \bar{v}_e = 0.12w \left[S_s^{1/2} \frac{D}{K_e} (S_s - 1) \right]^{-0.3}$$

$$\text{equation 4) } v = v_{\max} \left\{ \frac{\log (1 + y/a)}{\log (1 + t_d/a)} \right\}$$

H	= wave height
L	= wave length
C	= wave celerity
d	= still water depth
w	= terminal fall velocity of the sediment particle
D	= particle diameter
S_s	= specific gravity of grain
K_e	= effective hydraulic roughness length
y	= variable distance from bottom
t_d	= total depth of flow
a	= a very small distance between boundary and reference axis
\bar{v}_e	= average edge velocity
v_{\max}	= maximum velocity in vertical gradient

Our investigations have led us to propose the composite trend map as a model shown in Fig. 7 representing the nearshore-foreshore region in a state of equilibrium as discussed above. Departures from this equilibrium state, e.g. wasting or building beach should be reflected in departures of the trend map from this composite model.

BIBLIOGRAPHY

- AIRY, G. B. (1842): *On waves and tides*, Encyclopaedia Metropolitan, London, p. 289.
- BASCOM, W. H. (1951): *The relationship between sand size and beach face slope*. Trans. Am. Geophys. Union, 32, no. 6, pp. 866-874.
- EVANS, O. F. (1939): *Sorting and transportation of material in the swash and backwash*. J. Sed. Petr., 9, no. 1, pp. 28-31.
- INMAN, D. L., & CHAMBERLIN, T. K. (1955): *Particle size distribution in nearshore sediments*, S.E.P.M. Spec. Bull. no. 3, pp. 106-127.
- IPPEN, A. T., & EAGLESON, P. (1955): *A study of sediment sorting by waves shoaling on a plane beach*, M.I.T. Hydrodyn. Lab. Tech. Rept. no. 18.
- IPPEN, A. T., & VERMA, R. P. (1953): *The motion of discrete particles along the bed of a turbulent stream*, Proc. Minn. Internat. Hydro. Conv.
- KRUMBEIN, W. C. (1938): *Local areal variation of beach sands*, Bull. G. S. A. 49, pp. 653-658.
- MILLER, R. L. (1956): *Trend surfaces: 1. the relation of sediment size parameters to current-wave systems and physiography*, J. Geol. 64, no. 5, pp. 425-446.
- MUNCH-PETERSON (1950): *Munch-Peterson's littoral drift formula*, Bull. Beach Erosion 4, no. 4, pp. 1-31.
- ROUSE, H. (1937): *Nomogram for the settling velocity of spheres*, Rept. Comm. Sed. 1926-37, Nat. Res. Council Div. Geol. Wash. D.C. pp. 57-64.
- (1938): *Fluid mechanics for hydraulic engineers*, McGraw-Hill, N.Y.

13. — JEAN PIMENTA (Tunis): **Les deltas intermittents (existence d'un Paléodelta de l'Amazone).** Avec 4 figures dans le texte.

SOMMAIRE

L'étude du delta de la Medjerda a montré à l'auteur qu'au cours de l'évolution d'un delta, des estuaires pouvaient se former momentanément à la suite de l'abrasion complète du promontoire deltaïque.

L'estuaire de l'Amazone paraît être un estuaire provisoire de ce type, dissimulant actuellement le fait que l'embouchure a eu les caractères d'un delta depuis le Crétacé. Elle est en effet le siège d'un important alluvionnement accompagné d'incessantes variations de la ligne de rivage, ayant rempli une dépression subsidente profonde d'à peu près 4000 m. Une érosion marine actuelle très active a pu faire disparaître un promontoire deltaïque, formé au cours d'une dégradation de la forêt par une sédimentation fluviatile torrentielle post-Miocène, dont le matériel provient de l'érosion des versants dénudés. Les reculs périodiques de la mer antérieurs au Miocène semblent bien dus aux mêmes causes.

Introduction

Un delta se forme à un endroit de la côte où un fleuve dépose une masse importante d'alluvions. Les accumulations alluviales non encore consolidées sont facilement érodées et dispersées par les actions marines, si bien qu'un delta est essentiellement caractérisé par des variations importantes et rapides de la ligne de rivage. Le type le plus classique reste certainement le delta du Mississippi, tel qu'il a été décrit par J. R. RUSSEL (1936), où un promontoire deltaïque, long et

étroit, se déplace sans cesse entre deux profondes baies latérales, celle de Saint Bernard au nord et celle de Vermilion Bay au sud.

Le delta intermittent de la Medjerda

L'évolution du delta de la Medjerda se singularise parce qu'elle comprend des périodes de disparition complète du promontoire deltaïque (PIMENTA, 1955).

Les alluvions de la Medjerda remblaient le bassin paralique d'Utique, dans lequel le fleuve n'a dû déboucher qu'à la fin du Moustérien, car il comblait auparavant les bassins des environs de Tunis. Il se termine actuellement par un promontoire deltaïque, dérivant vers le sud sous l'effet d'un transfert littoral actif dans cette direction, la dérive ayant déjà laissé derrière elle deux anciens lits situés plus au nord.

Ce remblayage succède à une avancée marine, dont on trouve des traces jusqu'au fond de la baie d'Utique, très allongée au sud-ouest dans l'intérieur des terres. A mesure que s'effectuait ce remblayage, la Medjerda était déportée vers l'ouverture de la baie, c'est-à-dire vers le nord, son mouvement étant resté visible grâce à des anciens lits restés plus au sud, plus vieux que les précédents, et se succédant cette fois du sud vers le nord.

Les versants sont actuellement rajeunis par une évolution tectonique active et subissent de ce fait une érosion intense (facilitée par le climat, qui ne joue pas ici un rôle déterminant), alimentant le débit solide de la Medjerda, qui est évalué à 17 millions de tonnes annuelles, malgré un débit liquide modeste. Les fonds des bassins paraliques subissent la même évolution tectonique et les alluvions transportées s'accumulent dans trois synclinaux en cours de creusement dans le bassin d'Utique. Dans les fonds de ces synclinaux, les sondages ont coupé plus de 200 mètres d'alluvions alternativement marines et continentales, montrant que plusieurs avancées marines ont succédé de manière cyclique à des destructions du promontoire deltaïque.

Ces cycles, durant seulement quelques milliers d'années chacun, s'expliquent parce que chaque fois que les promontoires deltaïques ont dérivé jusqu'au bord sud du bassin d'Utique sous l'effet des transferts littoraux dans cette direction, le débit solide a été entraîné par ces mêmes transferts littoraux bien au sud des rivages deltaïques, de telle sorte que ceux-ci étaient facilement érodés par une mer privée d'apports terrigènes. Le remblayage a toujours recommencé après que l'érosion ait coupé le lit de la Medjerda au fond de la baie, s'achevant par l'édition d'un promontoire deltaïque destiné à dériver de nouveau. Ces disparitions cycliques du promontoire deltaïque, explicables par les seuls phénomènes littoraux et fluviatiles, sont une parfaite illustration des idées d'A. BERSIER (1949) sur les déplacements de rivage accompagnant une subsidence continue.

Au cours des périodes où la mer pénétrait au fond de la baie d'Utique, la Medjerda avait nécessairement une morphologie d'estuaire. Je propose d'appeler « delta intermittent » ce type de delta, qui montre qu'un estuaire peut être surimposé au promontoire deltaïque d'une manière cyclique, sans empêcher l'évolution d'ensemble de rester celle d'un delta.

Le delta intermittent de l'Amazone

Il est intéressant de chercher s'il existe d'autres deltas intermittents. Avant de le faire, il est bon de remarquer que l'évolution du delta intermittent de la Medjerda est relativement facile à comprendre, parce qu'il se trouve que le promontoire deltaïque fonctionne justement à l'époque actuelle. Mais s'il y a des deltas intermittents qui sont en ce moment dans leur période d'estuaire, ils risquent d'être passés inaperçus.

Or, après avoir reconstitué le cycle deltaïque de la Medjerda, j'ai eu l'attention attirée par l'estuaire de l'Amazone, et j'ai pensé qu'il pouvait s'agir d'un estuaire provisoirement surimposé à un promontoire deltaïque. Dans ce cas, il s'agirait d'un delta intermittent du type de celui de la Medjerda, mais dont nous vivons une période d'érosion complète du promontoire deltaïque. C'est qu'à l'emplacement de cet estuaire il y a en effet une zone d'appel sédimentaire en subsidence, où les sondages de la compagnie de recherche pétrolière «Petrobras» ont révélé une épaisseur de 4000 m d'alluvions alternativement marines et continentales.

Il faut souligner toutefois dès à présent une différence essentielle avec le delta de la Medjerda, dont les bassins d'appel sédimentaire n'ont commencé à se creuser qu'à la fin du Quaternaire. Dans le bassin de l'Amazone, il semble au contraire que des dépressions étaient déjà esquissées au Permien, au Trias et au Jurassique, se remplissant par endroits de sédiments salifères; qui paraissent passer latéralement aux formations du Gondwana du bouclier brésilien (PIMENTA, 1958b). Près de l'embouchure, la dépression est nettement marquée à partir du Crétacé, qui a été identifié sans équivoque par sa microfaune dans le sondage de Cururù, implanté tout à fait en aval dans l'île de Marajó (DO AMARAL, 1956) (PETRI, 1956).

ABRASION MARINE ACTUELLE

L'estuaire de l'Amazone subit actuellement une abrasion marine très rapide, parfaitement capable d'avoir fait disparaître un promontoire deltaïque. Mais à la rencontre de la mer, ses eaux très chargées en matières humiques en solution donnent naissance par flocculation à des bouchons vaseux importants, d'autant plus importants que le débit liquide est considérable. Comme les vases sont entraînées en totalité vers le nord, du côté de la Guyane, par un transfert littoral actif, l'interprétation morphologique de la côte nord, colmatée par les vases, et son accès-même sont difficiles, et l'érosion s'observe essentiellement sur les rivages sud de l'estuaire.

Les caractères de l'érosion de l'estuaire doivent être bien précisés, parce que c'est en réalité l'ensemble du littoral brésilien qui a été abrasé par les dernières montées eustatiques du Quaternaire, restées bien visibles car il ne s'y est pas ajouté de déformations tectoniques. Mais devant le bouclier brésilien stable fait en grande partie de roches dures, l'avancée marine a été faible, et elle a été arrêtée dès la stabilisation du niveau de la mer, parce que les sables remontés avec les transgressions ont formé des cordons littoraux et des dunes protégeant les falaises. Il s'agit de cordons littoraux sableux parallèles, fixés dès leur formation par une végétation exubérante, et séparés les uns des autres par des bâches remplies d'une

sédimentation plus fine (LAMEGO, 1940) (PIMENTA, 1956). Cette curieuse morphologie littorale n'étant rendue possible que grâce à la présence d'une végétation tropicale, elle est assez courante sur les autres côtes tropicales, notamment en Afrique.

L'érosion marine de l'estuaire de l'Amazone est de caractère différent, car elle affecte une cuvette sédimentaire en subsidence. La côte est formée par les sédiments fluviatiles miocènes et post-miocènes, qui ont été relevés sur les bords, en même temps qu'ils s'enfonçaient dans le centre. Ce sont des calcaires, des limons et des sables peu consolidés, terminés en plusieurs endroits par des falaises soumises à une abrasion marine. J'ai pu voir que ces falaises reculaient rapidement, laissant sur un littoral très plat une plate-forme d'abrasion, dont les blocs sont consolidés d'une carapace de latérite ayant pris naissance dans la zone de balancement des marées. D'une amplitude de 10 mètres, les marées découvrent la plate-forme d'abrasion sur plusieurs kilomètres, mais au dire des pêcheurs qui y traînent des chaluts, elle se prolongerait au large sur une vingtaine de kilomètres.

D'autres observations m'ont permis de confirmer l'importance de l'avancée marine, car de petits fleuves littoraux, qui sur cette côte ne rejoignent pas le bassin de l'Amazone, ont dû remanier leurs courbes de lit à la suite du recul de leurs embouchures. Or ils avaient antérieurement, lors de périodes sans forêts, construit des terrasses de graviers et gravillons cimentés par une croûte de latérite. Descendant jusqu'aux falaises littorales en 30 km depuis une altitude de 100 ou 200 mètres, ces terrasses sont nettement inclinées, mais les lits actuels ont recreusé leur partie aval, car à la limite de petits estuaires remontés par les marées ils se trouvent 4 mètres en dessous d'un de ces niveaux, et ils s'en rapprochent régulièrement et progressivement pour l'atteindre 30 km en amont.

L'avancée marine n'a pas seulement affecté les cours d'eau secondaires, elle a également obligé l'Amazone à entailler ses berges, mais le rehaussement n'est visible qu'en de rares lieux qui se trouvent préservés de la dégradation des sols et qui ne sont pas dissimulés sous la couverture forestière. C'est le cas de Macapá, où l'on connaît une berge en talus vertical conservée par une cuirasse de latérite caverneuse formée postérieurement, la «*cangua*». Cette terrasse est élevée de 7 mètres et dépasse de 3 mètres le niveau des hautes mers (PIMENTA, 1957a).

En apparence, la continuation de l'avancée marine sur le seul rivage amazonien tient à l'absence de roches dures, et elle est favorisée aussi par l'amplitude des marées atteignant 10 mètres, alors qu'ailleurs cette amplitude est de l'ordre du mètre. Mais les sondages de la «Petrobras» ont déjà montré qu'il s'agit d'une région en subsidence, et une série d'observations indique en outre qu'en opposition avec le bouclier brésilien stable la subsidence se poursuit à l'époque actuelle: les failles délimitant la dépression ont joué depuis le dépôt des dernières terrasses (PIMENTA, 1958c), dans le centre de la dépression elles déterminent la direction du réseau hydrographique (STERNBERG 1950) et l'enfoncement s'est même accompagné d'un décollement dysharmonique des terrains les plus récents (PIMENTA, 1957b). Une fois que l'on sait que la région est le siège d'une subsidence récente, on voit que c'est cette subsidence qui a entraîné en profondeur les roches cristallines résistantes et même creusé un golfe dans lequel s'amplifient les marées.

SÉDIMENTATION ANTÉRIEURE D'UN PROMONTOIRE DELTAÏQUE

Les formations fluviatiles actuellement abrasées par l'avancée marine ont été sédimentées à l'aval d'un bassin, qui était certainement dépourvu de sa végétation actuelle. Près de l'embouchure, dans la région de Belém et dans celle du littoral sud, il s'agit d'alternances complexes d'empilements et d'emboîtements de sols latéritiques à graviers et à galets. L'été 1957 j'ai descendu le Rio Tocantins, en observant les terrasses et j'ai constaté que cette sédimentation avait recouvert d'immenses surfaces du bassin de l'Amazone.

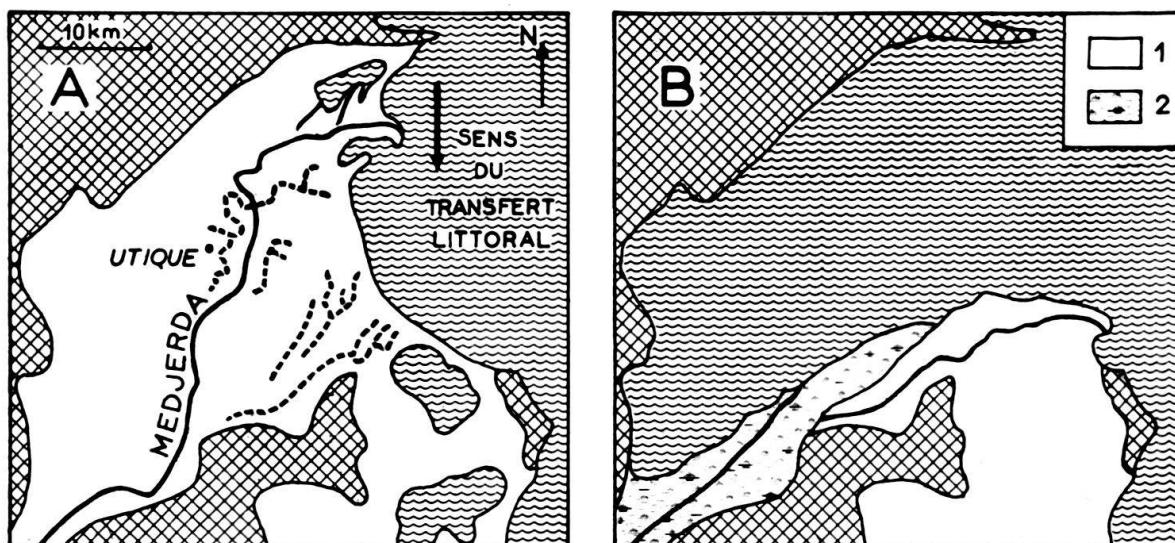


Fig. 1. Le Delta de la Medjerda

A: *Période actuelle*: En traits pleins, les anciens lits laissés par le début de la dérive vers le sud; en tiretés, les anciens lits laissés par le comblement de la baie

B: *Reconstitution d'un estuaire*: 1, reste érodé du promontoire deltaïque précédent avec un ancien lit; 2, vases commençant un nouveau comblement de la baie

Le matériel constituant ces terrasses s'est sédimenté dans des dépressions du glacis sud du bassin de l'Amazone, qui ont été remplies à des époques récentes par de vastes épandages d'alluvions. Limitées par des versants faillés, la dépression de Tocantinopolis et d'Itaguatins a plusieurs milliers de kilomètres carrés, et elle a été recouverte d'une nappe d'alluvions épaisse de 25 mètres. Des galets de quartz proviennent nécessairement des massifs cristallins dont est originaire le Rio Tocantins, à environ 1000 km en amont, car plus en aval il n'existe pas de filons de quartz susceptibles de leur avoir donné naissance. Il y a d'ailleurs dans ces galets un lit de gravillons diamantifères exploités à Itaguatins exactement analogues aux gravillons transportés depuis les mêmes massifs dans le lit actuel, où des scaphandriers cherchent aussi des diamants. Dans le lit actuel, toutefois, ces gravillons sont mêlés à des quantités bien supérieures de vase, et on ne peut les ramasser que dans les rapides, où le courant est assez violent pour entraîner les vases.

En creusant leurs vallées postérieurement à ces remblayages, le Rio Tocantins et ses très nombreux affluents ont profondément disséqué ces dépôts, n'en laissant subsister que des buttes témoins hautes de 40 mètres au-dessus du niveau des basses

eaux dans les régions de Tocantinopolis et d'Itaguatins. Je donne ici la coupe d'une butte longue de six kilomètres au pied de laquelle se trouve le hameau d'Itaguatins.

Au-dessus d'un plancher constitué de Trias ou de basaltes jurassiques, on trouve des sables fins passant progressivement à des gravillons de quartz roulés. A mesure qu'on s'élève, ces gravillons augmentent de taille régulièrement et progressivement, et deviennent des galets. Les niveaux supérieurs sont formés par les galets de quartz les plus gros, mêlés à des blocs de silex et de quartzite de grande taille, atteignant des centaines de kilogrammes. Les silex ne proviennent pas du cristallin, mais seulement du Permien de Carolina, ce qui représente quand même un transport d'au moins 200 km. Quant aux quartzites, elles viennent du Trias. Les diamants sont trouvés dans les graviers les plus fins, c'est-à-dire à la base, immédiatement au-dessus des sables.

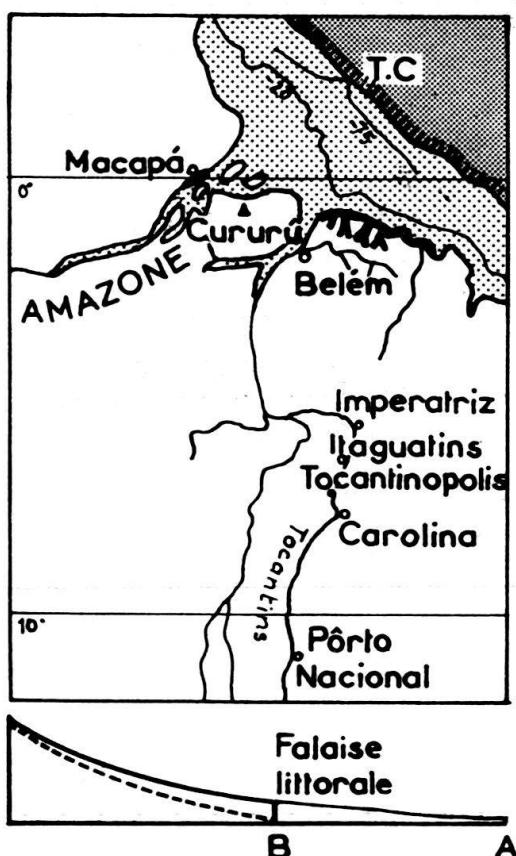


Fig. 2. Embouchure de l'Amazone et bas Rio Tocantins

Les isobathes -20, -75 et le talus continental (T C) sont représentés d'après des sondages du Ministère de la Marine Brésilienne. En traits forts, les côtes et les cours d'eau littoraux, où se voient les traces de l'abrasion marine. - En dessous, schéma du recréusement des lits des cours d'eau littoraux, à la suite d'une avancée marine de A à B

La sédimentation de plus en plus grossière remplissant cette dépression, et dont l'évolution de la courbe de lit des rivières donne des coupes naturelles, paraît correspondre à un cycle climatique commençant par une érosion lente du haut bassin, au début d'une période de dégradation forestière, et s'achevant par un épisode de pluies torrentielles ruisselant sur un sol déjà dénudé. Plus loin du cours

du fleuve les galets passent latéralement à des limons de crue déposés par des épannages, mais la granulométrie de ces limons, de faciès nettement parabolique, témoigne aussi des lévitations auxquelles ils ont été soumis.

Le sommet de ces terrasses est cuirassé par une croûte de sables et de graviers cimentés par de la latérite. Ces croûtes existent aussi à l'embouchure et dans la région de Belém; elles sont très générales dans ces contrées, où on les appelle «les grès du Pará» (le Pará est l'état du Brésil correspondant au bassin inférieur de l'Amazone). Elles ont pu se former à la fin de la période torrentielle, en consolidant un sol que les pluies n'entraînaient plus.

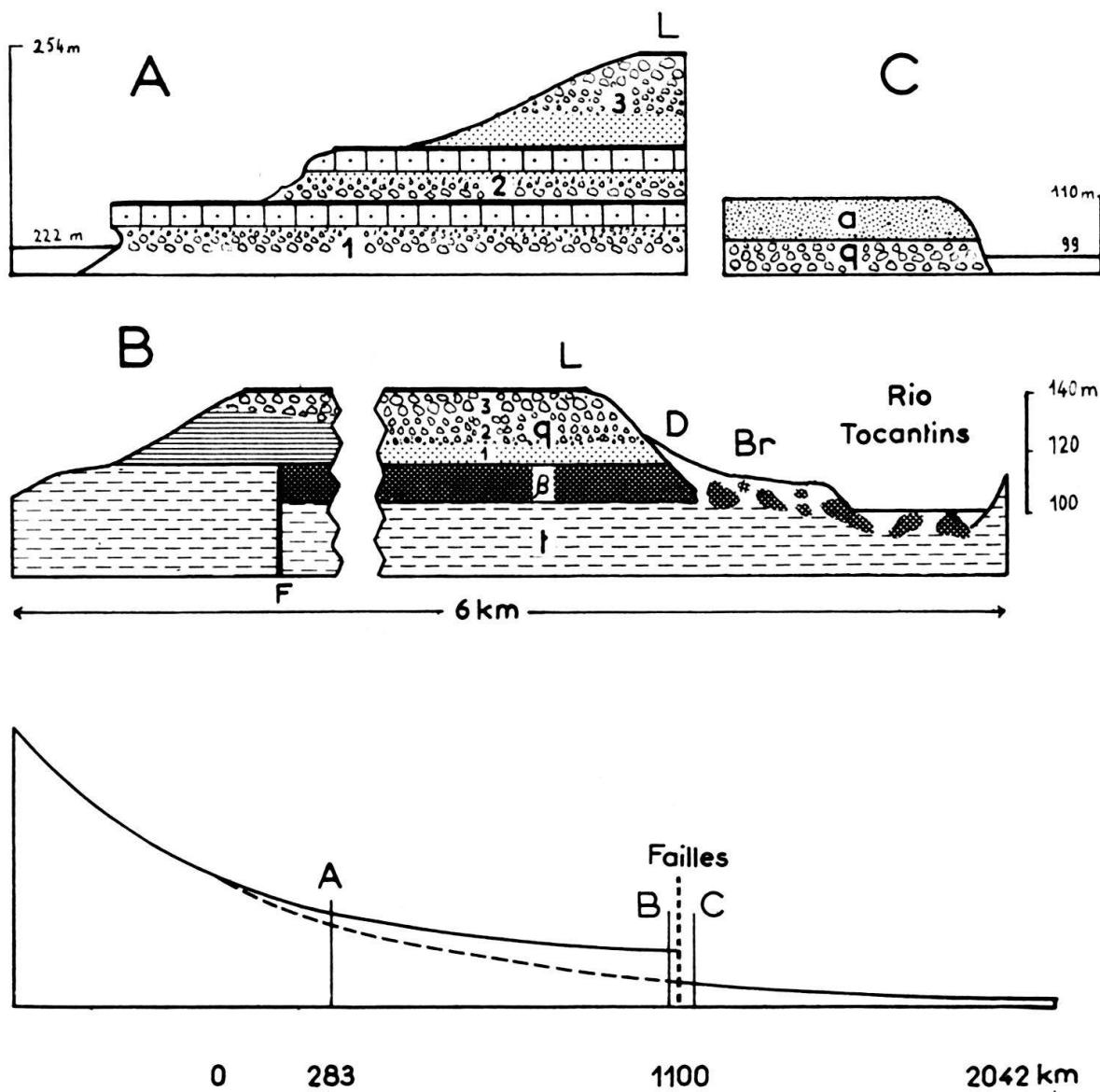


Fig. 3. Coupes des alluvions du Rio Tocantins

A, à Pôrto Nacional; B, à Itaguatins; C, à Imperatriz. Les coupes A, B et C sont situées sur un profil en long schématique (échelle des longueurs d'après un levé commencé à environ 400 km des sources)

t, Trias (faciès de Gondwana); β , basaltes jurassiques; q (1, 2, 3), alluvions; a et Br, limons et éboulis actuels; D, niveau diamantifère; L, latérite, F, faille

En amont, à Pôrto Nacional, la sédimentation est plus complexe, car on peut distinguer trois arrivées torrentielles successives, commençant chacune par l'apport de galets et s'achevant par des sables consolidés au sommet par un ciment de latérite et transformés en grès. Décapés ultérieurement par le creusement du lit du fleuve, profond à cet endroit de 32 mètres, les trois niveaux durcis par la latérite se sont dégagés, et ils forment trois paliers simulant trois terrasses successives.

C'est la sédimentation torrentielle d'Itaguatins, qui a été abaissée récemment par des failles, comme le montre le profil en long schématique du Rio Tocantins (fig. 3). Cette abondante sédimentation, résultant d'une érosion des versants du bassin de l'Amazone, paraît avoir formé à l'embouchure le promontoire, qui est actuellement en cours de destruction à la suite de la profonde avancée marine que je viens de décrire.

AVANCÉE MARINE MIOCÈNE ET CYCLES ANTÉMIOCÈNES

Cette sédimentation fluviatile torrentielle, en cours d'abrasion sur le rivage estuaire, peut être rapportée au Pliocène et au Quaternaire, quoique difficile à dater comme toutes les formations continentales, car elle succède à une transgression marine du Miocène supérieur, datée par sa faune. La mer miocène a laissé un dépôt calcaire dit «formation Pirabá», délimitant un golfe avançant au sud-est de Belém. Avec quelques variations de faciès, permettant de différencier le fond du golfe de son ouverture, ce calcaire paraît avoir 50 mètres d'épaisseur (PETRI, 1957). Il renferme une faune littorale et des lits de feuilles, ce qui montre qu'il s'est sédimenté devant un terrain forestier.

Depuis le Miocène, l'histoire de l'Amazone se compose donc d'une transgression marine en période de développement forestier, suivie d'une régression marine pliocène et quaternaire accompagnant une dégradation forestière, et enfin d'une transgression récente coïncidant avec un nouveau développement de la forêt. Et il paraît clair que si la mer peut abraser si facilement l'estuaire actuel, c'est non seulement à cause de la poursuite de la subsidence, mais beaucoup aussi parce que le développement de la forêt empêche maintenant l'érosion des versants, car le fleuve a un débit solide très faible comme la plupart des fleuves tropicaux, et il n'amène que très peu d'alluvions à la côte, malgré son grand débit liquide.

Les formations antémiocènes tertiaires, secondaires et sans doutes permotriasiques ont été recoupées par les sondages de la Petrobras. Celui de Cururú montre une sédimentation alternativement marine et continentale, la sédimentation marine restant toutefois détritique, à l'inverse de la sédimentation marine miocène qui était calcaire.

Malgré le caractère continuellement détritique de la sédimentation, l'étude pétrographique va permettre de retrouver quelques arrivées massives de matériel alluvial provenant d'une érosion de l'arrière-pays, si bien qu'il est possible de penser que les mers antémiocènes ont reculé comme la mer du Miocène supérieur devant ces arrivées massives (PIMENTA, 1958a). En préambule à l'étude pétrographique, on peut signaler le peu d'abondance des débris végétaux, charbonneux ou non, dans cette sédimentation, ce qui peut déjà laisser supposer que les alluvions

proviennent d'un arrière-pays momentanément privé de forêts et que ce serait justement les érosions consécutives à des dégradations forestières qui auraient provoqué ces arrivées massives.

Les analyses granulométriques de cinq échantillons de ces sondages, effectuées avec des pipettes d'Andreasen raccourcies, sont représentées fig. 4 par des courbes cumulatives en coordonnées semi-logarithmiques. Ce sont des argiles formées de particules fines, particulièrement Cururú 3000 (échantillon récolté à 3000 mètres de profondeur dans le sondage de Cururú), dont 50% des particules sont inférieures à 1/10ème de micron.

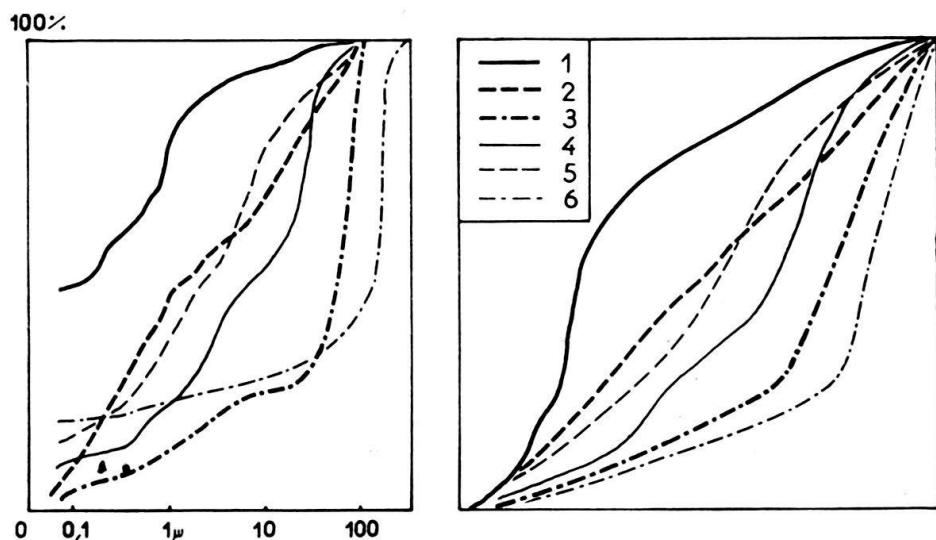


Fig. 4. Courbes granulométriques cumulatives semi-logarithmiques

A droite, courbes canoniques (100% sur les ordonnées est égale à la différence entre les logarithmes des diamètres des plus grandes et des plus petites particules sur les abscisses)
 1, sondage de Cururú à 3000 mètres de profondeur; 2, id. à 2000 mètres; 3, id. à 1500 mètres;
 4, sondage de Badajoz à 2000 mètres; 5, id. à 1380 mètres; 6, limons de la terrasse d'Itaguatins

Représentées sous leur forme canonique, 4 des courbes à peu près alignées en coordonnées semi-logarithmiques sont presque des représentations de fonctions logarithmiques. Elles caractérisent des argiles à faciès logarithmique, qui se sont déposées dans des eaux plutôt agitées, où les phénomènes de lévigation compensaient les phénomènes de décantation. La courbe de Cururú 1500 indique une prédominance des phénomènes de lévigation. Des sédiments fins et pas décantés, et particulièrement un sédiment très fin et peu décanté comme Cururú 3000, pourraient résulter de dépôt par excès de charge dans des eaux agitées, mais très chargées en troubles. Il est donc possible que les cinq échantillons étudiés jusqu'à présent se soient déposés à la suite d'arrivées massives au rivage de matériel fin, au moment où aurait fait défaut la protection forestière.

Au laboratoire de M. A. RIVIÈRE, j'ai identifié les minéraux argileux à partir d'agrégats orientés, avec des clichés de diffraction des rayons X obtenus dans une chambre de 360 mm. Dans quatre cas il s'agit d'un mélange banal de kaolinite et d'illite, avec cependant très peu d'illite dans le cas de Cururú 2000, essentiellement constitué de kaolinite. Le cinquième cas est celui de Cururú 1500 qui est une montmorillonite pure.

La montmorillonite peut caractériser des argiles issues de sols de savane, tandis que la kaolinite pure peut provenir de sols latéritiques. Le fait de rencontrer des éléments, qui sont susceptibles de provenir d'un ancien sol forestier, latéritisé après dégradation de la forêt avant d'être entraîné par l'érosion, paraît confirmer que cette sédimentation s'est également effectuée à la suite de dégradations forestières dans l'arrière-pays.

Toutefois l'existence de galets et de blocs de quartz (d'un poids parfois supérieur au kilo), signalés dans les sondages et observés dans les affleurements, montre clairement que l'érosion ne s'est pas limitée aux sols. Avec la faiblesse de la pente du fleuve, ces galets en effet n'ont pu être transportés depuis les versants des Andes, à 3000 km en amont, et ils proviennent certainement des filonnets de quartz traversant les schistes cristallins des proches versants du bassin. Ceux-ci ont donc été altérés et érodés en même temps que les sols ou après les sols, quand cessait la protection de la forêt.

Conclusion

L'estuaire de l'Amazone paraît surimposé à un ancien delta, deux faits montrant l'existence de ce paléodelta: 1°, les 4000 mètres de sédiments détritiques permotriasiques, secondaires, tertiaires et quaternaires traversés par les sondages près de l'embouchure. – 2°, les variations incessantes de la ligne de rivage depuis le Crétacé.

L'évolution d'ensemble de l'embouchure de l'Amazone étant celle d'un delta, il s'agit en somme d'un delta intermittent tel que celui découvert à l'embouchure de la Medjerda, où le promontoire deltaïque est susceptible de disparaître complètement et d'être remplacé par un estuaire.

Ce delta intermittent a ses caractères particuliers. En bordure d'une région stable, son évolution a duré environ deux mille fois plus longtemps que celle du petit delta de la Medjerda, qui remplit des bassins paraliques en cours de déformation tectonique. Au cours de cette longue période d'environ 130 millions d'années, les variations climatiques – sans influence sur la brève sédimentation de la Medjerda – prennent ici leur importance. Elles paraissent bien être les responsables des cycles deltaïques, le promontoire deltaïque ayant seulement existé dans les périodes de dégradation forestière.

BIBLIOGRAPHIE

- DO AMARAL, S. E. (1956): *Sedimentologia e geologia das Câmadas perfuradas na região da foz do rio Amazônas*. Universidad de São Paulo, Facultade de Filosofia, Ciências e Letras, Bol. 192, Geol. 12.
- BERSIER, A. (1949): *La sédimentation cyclique de type mollassique paralique en fonction de la subsidence continue*. Cong. Sédiment. Quatern., Bordeaux, p. 9-15.
- LAMEGO, A. R. (1940): *Restingas na costa do Brasil*. Departem. Nac. Produção min., Bol. 126.
- PETRI, S. (1956): *Foraminíferos fosseis da bacia do Marajó*. Univ. São Paulo, Fac. Filos., Ciências e Letras, Bol. 176, Geol. 11.
- (1957): *Foraminíferos miocénicos da formação Pirabas*. Ibidem, Bol. 216, Geol. 16.

- PIMENTA, J. (1955): *Le cycle Pliocène-actuel dans les bassins paraliques de Tunis. Thèse, Paris.*
- (1956): *Evolution du delta du rio Tuberão à Laguna (Brésil méridional).* XVIIIème Cong. Géogr. Int., Rio de Janeiro; résumé des communications, p. 46.
 - (1957a): *Sur l'abrasion d'un paléodelta amazonien.* C. R. Acad. Sci., 244, p. 639.
 - (1957b): *Un plissement dysharmonique post-Miocène à l'embouchure de l'Amazone.* C. R. Acad. Sci. 244, p. 918.
 - (1958a): *La sédimentation à l'aval du graben de l'Amazone.* Bull. Soc. géol. France 7, p. 729-735.
 - (1958b): *Sur l'extension vers l'Equateur des faciès du Gondwana brésilien.* C. R. Acad. Sci. 246, p. 1. 575
 - (1958c): *Modification climatique et subsidence récente affectant le glacis sud du bassin de l'Amazone (Rio Tocantins).* C. R. Acad. Sci. 246, p. 2. 268
- RIVIÈRE, A. (1952): *Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles.* Bull. Soc. géol. France, 2, p. 155-167.
- RUSSEL, J. R. (1936): *Physiography of lower Mississippi River delta.* In "Lower Mississippi delta", Department of conservation Louisiana Geol. Surv., Geol. Bull. 8, p. 1-199.
- STERNBERG, H. O'R. (1950): *Vales tectónicos na planicie amazonica.* Rev. bras. Geogr., p. 512-534.
- (1953): *Sismicidade e morfologia na amazônia brasileira.* Acad. bras. Ciênc., p. 443-453.

14. — ANDRÉ RIVIÈRE et SOLANGE VERNHET (Lab. de Sédimentologie à la Sorbonne, Paris): **Contribution à l'étude sédimentologique de l'étang de Leucate-Salses (Languedoc-Roussillon).** Avec 3 figures dans le texte.

SOMMAIRE

I Données géographiques	562
1° Situation géographique	562
2° Données hydrographiques	562
a) Le Paurel	562
b) Le Bassin Nord	562
c) Le Bassin Sud.	563
d) L'étang de l'Angle	563
3° Données météorologiques	563
II Hydrologie	565
1° Les facteurs de l'équilibre salin	565
a) Les apports d'eau douce	565
b) Communications avec la mer	565
2° Caractères physico-chimiques de l'eau de mer	566
1) Résultats hydrologiques	567
2) Equilibres chimiques	569
III Sédimentologie	571
1° Le matériel sédimentaire	571
a) Apports détritiques	571
b) Sédimentation organogène	573
1) Sédimentation carbonatée	573
2) Sédimentation hydrocarbonée	573
3) Sédimentation cadavérique	573
c) Sédimentation chimique	574
2° Mécanismes généraux d'érosion, de transport et de sédimentation	574
3° Evolution morphologique de l'étang de Leucate-Salses	575

4° Le rôle de la sédimentation végétale	583
a) Banquettes littorales	583
b) Accumulations mobiles	583
c) Accumulations stables	583
d) Les zones de remblayage	584
e) Les rives à roselières	585
f) Conclusions, Allocution et autochtonie	585

Résumé

L'étang de Leucate-Salses est une lagune saumâtre dont les communications avec la mer sont précaires et qui est partiellement alimentée en eau douce par des résurgences calcaréo-magnésiennes. Par des analyses et en s'appuyant sur des résultats antérieurs, les auteurs montrent que les variations de salinité et la nature chimique des eaux affluentes jouent un rôle fondamental dans l'équilibre des carbonates. Ils étudient ensuite les mécanismes d'érosion, de transport et de sédimentation en milieu lagunaire et en fonction du régime des vents. Une étude particulière est faite de la sédimentation végétale.

I. DONNÉES GÉOGRAPHIQUES

1° Situation géographique

L'étang de Leucate-Salses est une lagune littorale de la côte du Languedoc et du Roussillon. Il s'étend en direction Nord-Sud, de Leucate à St-Laurent de la Salanque, sur une dizaine de kilomètres; sa largeur maxima est de quatre à cinq kilomètres. Il est séparé de la Méditerranée par une flèche littorale à peu près stabilisée, s'appuyant au Nord à la plate-forme rocheuse miocène du Cap Leucate. La rive Ouest de l'étang suit le bord oriental des montagnes calcaires des Corbières dont elle est séparée sur une grande partie de sa longueur par des éboulis consolidés et des atterrissements dont l'extension, aujourd'hui liée au développement des roselières, a permis, au cours des derniers siècles, le comblement du golfe de Salses.

Au Nord, l'étang de Leucate se prolonge, entre le rocher de Leucate et les Corbières, par un diverticule appelé étang du Paurel. Au Sud, entre Salses et le Barcarès de St-Laurent, il est bordé par une plaine basse, la Salanque, qui apparaît comme une vaste terrasse alluviale inclinée vers l'étang, à la périphérie duquel elle présente des caractères botaniques et sédimentologiques rappelant ceux de la sansouire camarguaise, avec une altitude qui, n'atteignant pas pour cette zone un mètre au-dessus du niveau du plan d'eau, la rend inondable en période de fortes précipitations.

2° Données hydrographiques

Nous n'avons pas disposé de données hydrographiques autres que celles que nous avons pu recueillir au cours de nos campagnes 1956 et 1957. Elles conduisent à distinguer les unités suivantes :

a) *le Paurel*, annexe Nord de l'étang, en est partiellement séparé par le seuil des Sidrières, barrière calcaire formée de deux îlots dont le plus proche de la terre lui a été rattaché par la formation d'un tombolo. Les plus grandes profondeurs relevées dans l'étang du Paurel ne dépassent pas 2 m à 2,50 m. Celles des passes étroites qui subsistent entre l'île des Sidrières et les rivages, n'atteint pas un mètre.

b) *le bassin Nord* est délimité par la rive Ouest, le rocher de Leucate, la partie Nord du cordon littoral et la grande flèche du «Corrèze» qui s'étend en direction

SSW à l'intérieur de l'étang, isolant une étroite lagune en voie de comblement. Il est limité au Sud par les hauts fonds du «seuil de la Rascasse» qui, jalonné par l'île du même nom et l'ancienne île de Vy, aujourd'hui submergée, traverse l'étang en écharpe du domaine de Pedro aux Dindilles.

Aucune des sondes relevées dans ce Bassin n'a dépassé 3,50 m (en été). Sur le seuil de la Rascasse, les profondeurs, inférieures à 1,50 m à l'Ouest de l'île, sont encore plus faibles à l'Est où elles se réduisent à quelques décimètres, parfois à quelques centimètres sur des vasières qui affleurent sur d'immenses étendues en période de basses eaux.

Le seuil de la Rascasse correspond à d'anciennes levées de cailloutis (RIVIÈRE-VERNHET 1956) affleurant encore à l'Est, dans la «pointe des anciens Salins de France», aux Dindilles dont elles forment l'ossature, à l'ancienne île de Vy où les galets disparaissent lentement sous les vases, à l'île de la Rascasse, en bordure du domaine de Pedro, aux Sidrières et sur le rivage Sud du rocher de Leucate. Nous avons montré qu'elles semblent correspondre à un bras «périlittoral» d'un Agly flandrien ou préflandrien.

c) *le Bassin Sud*, bordé au Nord par le seuil de la Rascasse, a des limites qui, à l'Ouest et au Sud, coïncident avec celles de l'étang. Malgré sa plus grande étendue, ses profondeurs ne nous ont paru nulle part dépasser celles du Bassin Nord. A l'Est, les longs cordons de galets qui, partant de la flèche littorale, forment les îles des Dindilles, en séparent une lagune large et peu profonde (1 m au maximum), en voie de comblement.

d) Enfin, au Sud-Est, isolé depuis longtemps par des atterrissements et autrefois utilisé comme saline, *l'étang de l'Angle* présente, selon les saisons, ses eaux sur-salées ou une couche de sel miroitante qui masque les vases putrides du fond.

3° Données météorologiques

En raison de l'importance primordiale de l'action des vents sur l'évolution sédimentologique de l'étang, il est indispensable de donner sur eux quelques précisions.

Les vents des secteurs Nord (Tramontane) et Nord-Ouest (Cers) sont à la fois dominants et régnants. Ils sont généralement très violents et des vitesses supérieures à 100 km/heure ne sont pas exceptionnelles. Froids en hiver, généralement chauds en été, ces vents s'accompagnent souvent d'un temps ensoleillé et d'un ciel clair, semé de petits nuages blancs aux formes arrondies caractéristiques. Toutefois surtout nous a-t-il semblé lorsqu'ils coïncident avec de fortes tempêtes sur l'Atlantique, ils peuvent amener, même en été, un abaissement de température et de violentes pluies d'orage.

Beaucoup moins fréquents, les vents du secteur Est et Sud-Est, venus de la Méditerranée sont généralement tièdes, humides et moins uniformément violents que les précédents. Le plus caractéristique, qui souffle quelquefois en tempête, est le «Marin», vent du Sud-Est, qui amène une atmosphère saturée d'humidité, souvent brumeuse, ainsi que, très fréquemment, des pluies abondantes (surtout en automne). Il pousse vers le rivage des vagues puissamment érosives, en même temps que le niveau s'élève et que les eaux marines tendent à envahir les plages basses.

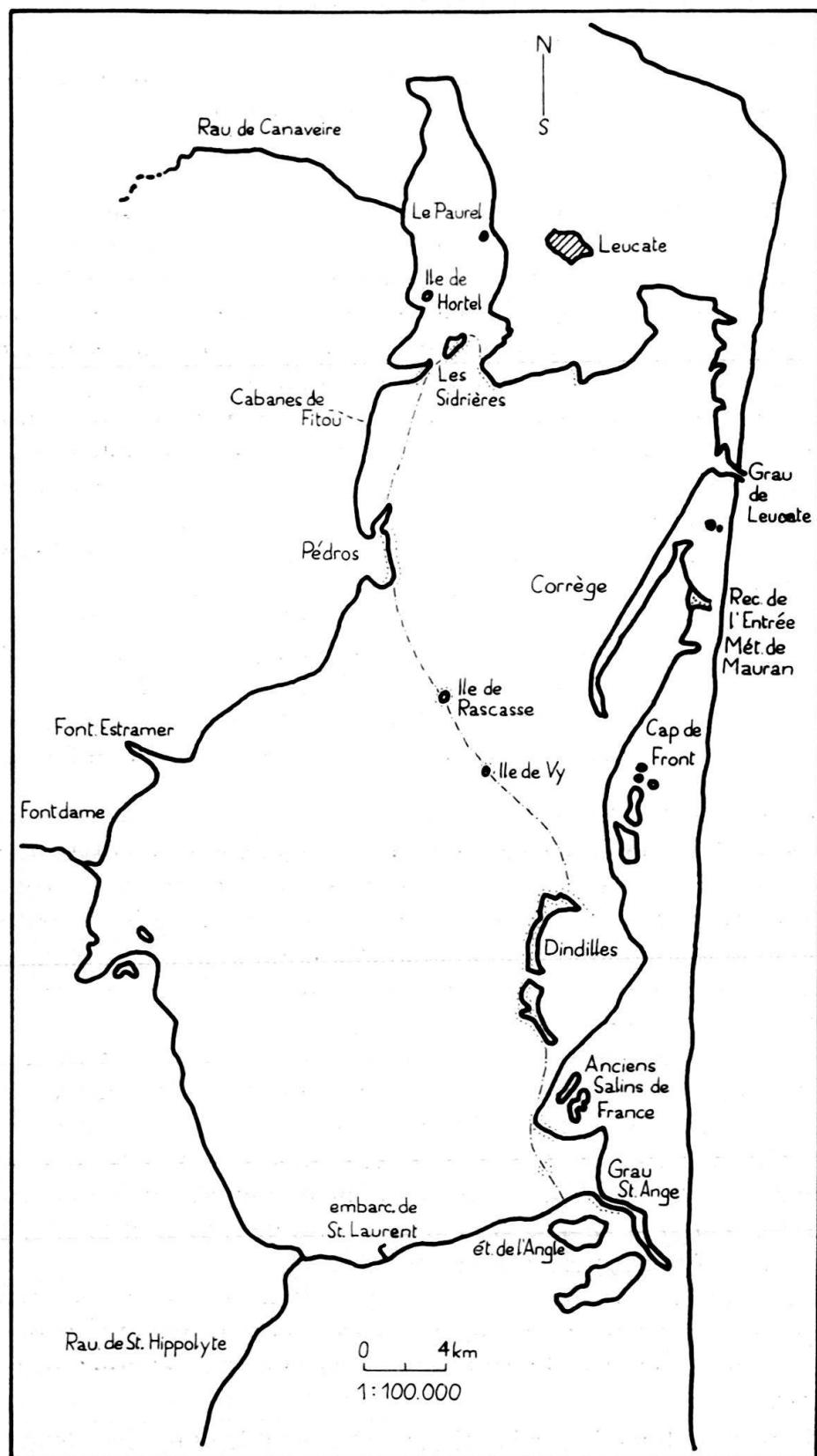


Fig. 1. Etang de Leucate

II. HYDROLOGIE

1° *Les facteurs de l'équilibre salin*

L'étang de Leucate reçoit des apports d'eau douce de nature variée, tandis que ses communications avec la mer sont de caractère très aléatoire.

a) *les apports d'eau douce:*

L'étang de Leucate ne reçoit que de rares affluents permanents, parmi lesquels il semble que l'on doive surtout retenir le ruisseau de St-Hippolyte qui draine la Salanque (dont le débit paraît bien faible en été) et les résurgences de la côte Ouest, beaucoup plus constantes, alimentées par les circulations souterraines des Corbières, résurgences dont les plus connues sont celles des Cabanes de Fitou, de Fontestramer et de Fontdame. Ces apports d'eaux douces, d'ailleurs plus ou moins calcaréo-magnésiennes, abaissent la salinité et ont permis l'installation des rose-lières si caractéristiques des rives Ouest et Sud de l'étang. Les autres affluents ne sont guère que des torrents temporaires, même le ruisseau de Canavaire qui draine un bassin étendu, mais n'en est pas moins fréquemment à sec en été.

Les apports dûs au ruissellement et aux sources temporaires qui, lors des périodes pluvieuses peuvent s'établir au pied des versants, sont sans doute loin d'être négligeables, bien qu'il soit difficile d'en évaluer même l'importance relative.

L'étang reçoit aussi, sous forme de suintements imprécis, les percolations venant de la nappe phréatique qui s'est installée dans les sables de la flèche littorale. Il est probable que ces suintements contribuent à l'entretien des arroyos qui disloquent les schorres occupant la partie remblayée de la lagune intérieure Nord.

b) *Communications avec la mer*

Il semble que l'étang de Leucate soit resté longtemps en relations faciles avec la mer, car les cartes datant de la fin du XIX^e siècle montrent que le cordon littoral était interrompu par de très larges passes. Depuis longtemps toutefois, ces passes (graus) ont tendance à s'obstruer par suite de l'importance des apports sédimentaires résultant des transports littoraux et les communications avec la Méditerranée sont devenues très précaires.

Protégé par des jetées depuis quelques décennies, le Grau de Leucate (environ un kilomètre au Sud de Leucate-plage) est le seul qui soit actuellement susceptible de présenter une certaine stabilité. Fermé depuis plusieurs années, il avait suffi, en décembre 1953, en période de hautes eaux de l'étang et par vent de cers très violent, de creuser – à la main – un étroit canal, pour assurer, par érosion spontanée, un total dégagement – à la suite de quoi, il s'était entretenu jusqu'en 1957, où il fut de nouveau obstrué par les apports littoraux.

Au Nord et au Sud de cette passe principale, d'anciens graus, encore marqués par des dépressions du cordon littoral, ne s'ouvrent plus qu'à l'occasion de violentes tempêtes du secteur Sud-Est amenant une importante surélévation au rivage des eaux marines.

Dans le Sud de l'étang, le Grau St-Ange faisait communiquer le Bassin Sud avec la mer. Long et étroit, il est généralement obstrué à son embouchure. Bien qu'en période de hautes eaux et lorsque de violentes tempêtes des secteurs septentrionaux poussent vers le Sud les eaux de l'étang, il puisse couler spontanément, les travaux

de dragage entrepris pendant la guerre ainsi que ceux qui ont été effectués au cours de ces dernières années, n'ont pu assurer sa permanence. Cet échec s'explique facilement par son peu de largeur et surtout par la faiblesse de sa pente hydraulique qui font que le courant ne peut y prendre une vitesse suffisante pour assurer le dégagement permanent de l'embouchure.

Des faits qui viennent d'être décrits et des observations directes que nous avons faites, on peut conclure que les échanges d'eaux entre l'étang et la mer peuvent être schématisés comme suit :

1° Lorsque le Grau de Leucate est ouvert en permanence, en période de vents du secteur Ouest et Nord-Ouest, le niveau des eaux de l'étang s'élève le long du cordon littoral et un courant, d'autant plus rapide que les eaux sont plus hautes, sort par le grau. Exceptionnellement, les eaux peuvent aussi s'écouler par le Grau St-Ange. Au contraire, en période de vents du secteur opposé, les eaux marines franchissent le Grau et envahissent l'étang. En cas de très fortes tempêtes soufflant du même secteur, les anciens graus peuvent également être franchis.

2° Lorsque le Grau de Leucate est obstrué en permanence, il n'y a évidemment plus d'écoulement à la mer, même lorsque soufflent des vents des secteurs Nord ou Nord-Ouest. Dans les mêmes conditions, il ne peut évidemment se produire de rentrées d'eaux marines que lorsque celles-ci, poussées par la tempête franchissent les barres sédimentaires obstruant les graus.

3° Il est probable qu'il faut ajouter à ces échanges visibles ceux qui peuvent se produire par percolation à travers les sables de la flèche littorale et au-dessous de la nappe d'eau douce qui s'y est établie. L'existence de ce phénomène paraît seule susceptible d'expliquer le fait que les apports d'eau douce considérables que reçoit l'étang en période de précipitations abondantes n'entraînent pas nécessairement des dénivellations susceptibles de provoquer l'ouverture spontanée des graus.

2° Caractères physico-chimiques de l'eau de mer

Les faits qui viennent d'être exposés indiquent que la composition des eaux de l'étang résulte d'un équilibre complexe entre les apports d'eau douce, les rentrées d'eau marine et les écoulements libres ou souterrains à la mer. Le problème est compliqué par le fait que les eaux douces affluentes, tout au moins celles des résurgences de la rive occidentale, sont calcaréo-magnésiennes. Nous avons déterminé les grandeurs suivantes: pH et rH, salinité, réserve alcaline, teneur totale en Ca et Mg. Les pH ont été mesurés sur le terrain ou très peu de temps après la récolte. L'expérience nous a montré que, tout au moins pour les échantillons conservés à l'abri de la lumière dans les flacons de polyéthylène et contrairement à ce que l'on affirme généralement, les variations de pH sont très lentes, de l'ordre de 0,1 unité par jour – donc négligeables, compte tenu de la précision recherchée. Dans les mêmes conditions, le rH est plus variable et nous avons préféré ne pas faire état des résultats dans le travail actuel. pH et rH ont été mesurés au moyen du pH-mètre de terrain Ponselle, qui donne le rH par lecture directe. La salinité a été évaluée par conductimétrie au moyen d'un pont de KOLRAUSCH PHILIPS et d'un Auditohmmètre CHAUVIN et ARNOUX. Les deux appareils, utilisés avec les mêmes électrodes et notamment une électrode JOUAN de coefficient 0,164 se sont montrés sensiblement équivalents. L'étalonnage a été fait en mesurant la conductibilité des

différentes dilutions d'une eau de mer (récoltée par trois mètres de fond, en hiver, au large de Port-la-Nouvelle par les soins de M. FABRY, Ingénieur des Ponts-et-Chaussées) dont la salinité a été déterminée par chlorométrie au Laboratoire d'Océanographie du Museum. Le coefficient de température a été établi pour l'ensemble de l'appareillage utilisé. La courbe d'étalonnage, sur papier bilogarithmique, a été construite pour la température de 20° et pour des dilutions allant jusqu'au $1/100$ de la salinité normale. Cette courbe est une droite et l'excellent alignement des points expérimentaux confirme la valeur de la méthode (fig. 2).

La détermination de la réserve alcaline a été faite par construction au pH-mètre des courbes de neutralisation au moyen d'acide $1/50$ N. Les résultats sont théoriquement plus corrects et pratiquement plus précis que ceux de la méthode classique utilisant les indicateurs colorés.

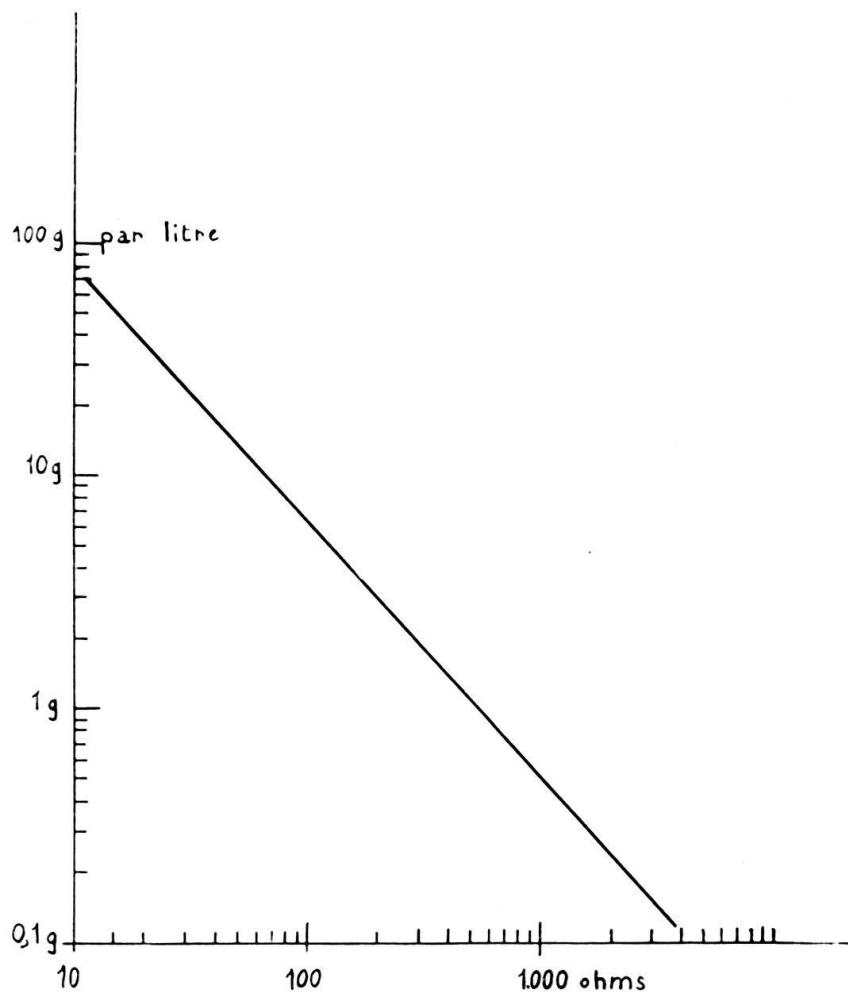


Fig. 2. Résistivité de l'eau de mer à 20°
(eau récoltée à la Nouvelle, par 3 m de fond, en décembre 1957)

Formule théorique de correction de température:

$$R_{20} = R_t \frac{100}{100 - (2,08 \times \Delta t)} \quad \Delta t = t - 20^\circ$$

1) Résultats hydrologiques

Le premier des résultats des mesures de salinité a été de montrer que les salinités moyennes de l'étang qui se répartissent autour de 21 g par litre sont nettement

inférieures à celles de l'année 1956 (25 g par litre) qui correspondaient à la fin d'une longue période pendant laquelle le Grau de Leucate était resté ouvert.

L'étude des échantillons récoltés en juillet-août 1957 a conduit, pour cette période, aux résultats suivants :

a) Même en été, la salinité des eaux est très inférieure à celle de l'eau de mer, sauf dans l'étang de l'Angle, lequel est sans communications directes avec la mer, mais reçoit presque certainement des apports salins non négligeables par percolation à travers les levées artificielles qui le séparent du Grau St-Ange. Ce fait expliquerait l'importance des dépôts de sel qui s'y forment lorsqu'un été sec et chaud (1956) amène son dessèchement total.

b) Le Bassin Nord était faiblement, mais nettement plus salé que le Bassin Sud dont la salinité est abaissée par les apports d'eau douce essentiellement dus aux résurgences de la rive Ouest et dont les communications avec le milieu marin sont encore plus précaires.

c) Tout au moins par beau temps, la salinité est un peu plus élevée dans les lagunes de la rive Est et, en particulier dans celle des Dindilles. Le fait tient probablement à ce que, dans ces eaux peu profondes, la concentration qui résulte de l'évaporation des eaux superficielles fait sentir plus vite ses effets – sans oublier la possibilité de phénomènes de percolation à travers la flèche littorale.

d) Dans le Bassin Nord, les différences de salinité entre les eaux profondes et les eaux superficielles étaient pratiquement négligeables.

e) Au Sud du seuil de la Rascasse, la salinité des eaux profondes, un peu plus grande que celle des eaux superficielles est très voisine de celle des eaux du Bassin Nord. Le fait semble indiquer que, soit à l'occasion d'une pénétration des eaux marines par le Grau de Leucate, soit plus souvent par suite de la poussée des vents des secteurs Nord et Nord-Ouest, les eaux du Bassin Nord peuvent franchir le seuil de la Rascasse et se glisser sous les eaux moins salées du Bassin Sud.

f) Les eaux calcaréo-magnésiennes des résurgences de la côte Ouest s'étalent à la surface de l'étang, au-dessus des eaux salées normales. Le fait que leur influence se fasse sentir très loin montre que le mélange ne se fait que lentement bien que la surface soit fréquemment brassée par des vents violents.

Lors de nos prélèvements, en dehors de la zone d'influence des résurgences, la stratification de densité était donc peu marquée dans l'étang de Leucate-Salses. Ce fait le différencie nettement de l'étang de Sigean-Bages où, au contraire, elle est très accentuée. Les conditions de profondeur étant, dans leur ensemble assez voisines, la seule différence importante réside dans le fait que l'étang de Leucate était pratiquement isolé de la mer au moment des mesures, tandis que, dans l'étang de Sigean-Bages, des mouvements d'eau importants, de sens variables avec la direction des vents, se produisent d'une manière presque ininterrompue par le Grau de la Nouvelle. Ces échanges permettent le renouvellement des eaux salées profondes avant que l'agitation par les vagues n'ait achevé l'homogénéisation.

Ces faits montrent clairement que dans les lagunes peu profondes soumises à l'action des vents violents, il ne peut y avoir de stratification de salinité lorsque celle-ci n'est pas entretenue par de fréquentes rentrées d'eaux marines. Comme celles-ci apportent nécessairement de l'oxygène, il y a, à moins d'une période

de calmes exceptionnels, donc très peu de chances de voir s'établir, à la faveur de ce phénomène, un milieu réducteur comparable à celui qui existe dans les couches profondes de certains fjords. On conçoit facilement les dégâts qui, dans ces conditions, peuvent résulter, pour la faune piscicole profonde, des périodes de calmes prolongés pendant la période estivale ou tout au contraire du gel qui, lors de certains hivers, immobilise également la surface des eaux. Précisons que ces réserves ne sont pas applicables aux nappes d'eau très peu profondes où, surtout lorsqu'elles sont encombrées de végétation, l'état euxinique peut s'établir depuis le fond jusqu'à la surface.

2. Equilibres chimiques

L'examen de la figure 3 qui représente graphiquement, en fonction de la salinité exprimée en grammes par litre, les teneurs en magnésium total, en calcium total, en calcium lié aux acides forts ainsi que la réserve alcaline, exprimés les uns et les autres en milliéquivalents par litre, donne lieu, pour des salinités comprises entre 5 g et 37,1 g par litre, aux observations suivantes:

a) Les points représentant le magnésium total s'écartent peu d'une droite passant par l'origine. On peut donc considérer que la concentration en Mg est sensiblement proportionnelle à la salinité.

b) Les points représentant le calcium total se répartissent autour d'une droite ne passant pas par l'origine, ce qui montre que, dans le domaine étudié la concentration en calcium total est sensiblement une fonction linéaire de la salinité.

c) Les points représentant le calcium lié aux acides forts (lequel correspond approximativement au calcium total diminué de la réserve alcaline), se répartissent autour d'une droite ne passant pas par l'origine, ce qui montre que, dans le domaine étudié, la concentration en calcium lié aux acides forts est une fonction sensiblement linéaire de la salinité.

d) Les points correspondant aux réserves alcalines, lesquelles, dans leur ensemble varient en sens inverse de la salinité, se répartissent autour d'une courbe peu différente d'une droite, dont les points correspondant à des échantillons étrangers à l'étang de Leucate peuvent s'écartez sensiblement.

En joignant à l'origine les points correspondant au calcium total, au calcium lié aux acides forts, à la réserve alcaline de l'eau de mer (salinité 37,1), nous obtenons les droites représentatives des valeurs «théoriques» qui résulteraient de la seule dilution ou concentration de celle-ci. Nous constatons alors que: 1° pour la plupart des eaux de l'étang de Leucate, la teneur en Ca total et en Ca lié aux acides forts dépassent les valeurs «théoriques» correspondantes; 2° l'augmentation de la réserve alcaline, faible en valeur absolue, est considérable en valeur relative car elle passe du $1/10$ à $1/2$ de la teneur en calcium total. Le simple examen de la figure montre que les teneurs élevées en Ca lié aux acides forts peuvent s'expliquer assez facilement par la simple prise en considération des valeurs correspondantes des mêmes quantités dans les eaux diluantes (par exemple dans celles de Fontestramer (salinité 5,1).

L'interprétation devient moins simple pour certaines eaux étrangères à l'étang de Leucate. Dans l'eau de l'étang de l'Angle (salinité 100), le magnésium est un peu

faible par rapport à ce qu'il serait dans une eau de mer concentrée à la même salinité, mais le Ca total s'écarte assez peu de celui qui serait indiqué par l'extrapolation de la courbe correspondante du graphique à cette valeur de la salinité. Le calcium lié aux acides forts est encore plus voisin de sa valeur d'extrapolation, mais il est, à première vue, assez paradoxal que la réserve alcaline (3,75) soit nettement plus élevée que celle de l'eau de mer (2,6). Nous remarquerons d'abord que l'étang de l'Angle étant soumis à des alternatives de dessèchement et de remise en eau, ses eaux peuvent avoir subi des modifications relatives de leur composition chimique, modifications susceptibles de leur donner notamment en ce qui concerne Ca et Mg, une composition différente de ce que serait celle d'une eau de mer simplement concentrée à la même salinité (compte tenu des précipitations possibles au cours de cette opération). Par contre, la valeur élevée de la réserve alcaline, donc de l'écart entre le calcium total et le calcium lié aux acides forts, implique une diminution de ce dernier qui s'explique probablement par une réduction partielle des sulfates, d'autant plus vraisemblable que les vases du fond sont fortement sulfhydriques (LALOU 1954). D'autre part, les teneurs en Ca total, en Ca lié aux acides forts, et même la réserve alcaline sont nettement inférieures aux valeurs «théoriques» qui correspondraient à la seule concentration de l'eau de mer. Cette dernière constatation implique nécessairement soit une précipitation partielle de sulfate de calcium, soit les phénomènes de réduction déjà évoqués qui auraient amené la transformation partielle de celui-ci en bicarbonate ou en carbonate dont une partie aurait précipité.

L'eau de l'étang du Canet (salinité 12) présente une réserve alcaline de 3,25, nettement plus élevée que celle indiquée par les courbes relatives aux eaux de l'étang de Leucate. L'étang du Canet ne recevant pas de résurgences et, de ce fait, sans doute moins de calcium lié à des acides forts, il est significatif qu'en ajoutant la réserve alcaline au calcium lié aux acides forts, tel qu'il résulterait de la seule dilution de l'eau de mer à la salinité 12, on retrouve la même valeur que les courbes indiqueraient pour les eaux de l'étang de Leucate de même salinité.

Pour l'ensemble de ces phénomènes, tout se passe donc comme si, d'une part, l'augmentation de la teneur en ions Ca liés aux acides forts diminuait la valeur limite de la réserve alcaline, favorisant ainsi la précipitation des carbonates et si, d'autre part, la diminution de la concentration en ions Ca liés aux acides forts, permettait au contraire à la réserve alcaline de prendre des valeurs plus élevées. Or nous avons montré antérieurement³⁾ par des considérations théoriques que, d'après la loi d'action de masse, il devait bien en être ainsi.

Les lois expérimentales qui se déduisent du graphique avec une approximation que l'on peut considérer comme d'autant plus satisfaisantes qu'il a été impossible de tenir compte des causes aléatoires de variation du milieu naturel (température, pression, pH), ont les conséquences suivantes :

a) La concentration par évaporation des eaux lagunaires diluées, primitivement en équilibre de saturation avec des sédiments calcaires, tend à amener une précipitation de carbonate de calcium, d'ailleurs favorisée par l'augmentation de la concentration en ions Ca liés aux acides forts.

b) A salinités égales, les valeurs maxima des réserves alcalines seront d'autant moins élevées que les eaux douces affluentes seront plus riches en Ca lié aux acides forts.

c) A salinités égales, les valeurs maxima des réserves alcalines seront d'autant plus élevées que les phénomènes de réduction des sulfates auront été plus marqués.

d) Toutes choses égales, d'ailleurs, pour une même augmentation de la salinité (ou, éventuellement, pour un même accroissement de pH), les précipitations de carbonate seront d'autant plus fortes que les eaux douces diluantes, moins chargées en Ca lié aux acides forts, auront permis une plus grande augmentation de la réserve alcaline. Effectivement, l'un de nous (S. V.) a observé la précipitation de carbonate de calcium gélatinieux et la formation de grès calcaire en bordure de l'étang du Canet, dans une zone de concentration par évaporation alors que nous n'avons jamais observé ce phénomène dans l'étang de Leucate, aux eaux relativement plus riches en Ca lié aux acides forts. L'étude du précipité, malheureusement faite longtemps après, a montré qu'il s'agissait de calcite. Au contraire, la concentration expérimentale d'eau provenant de l'étang de Leucate a donné de l'aragonite.

Nous rappellerons enfin que les eaux saumâtres des étangs présentent presque toujours des pH élevés, la plupart du temps compris entre 8,5 et 9,5, nettement supérieurs à ceux des eaux marines (toujours voisins de 8.) Ces valeurs élevées du pH peuvent également s'expliquer par la loi d'action de masse (RIVIÈRE, VERNHET 1957), compte tenu des valeurs relativement plus élevées des réserves alcalines.

III. SÉDIMENTOLOGIE

1° *Le matériel sédimentaire*

L'étang de Leucate est en voie de comblement rapide, accéléré dans certaines zones. L'origine de l'alluvionnement est multiple:

a) Apports détritiques

Le ruissellement sur les versants qui, à l'Ouest et au Nord dominent directement l'étang et les torrents qui descendent des Corbières, apportent des éléments provenant de l'érosion des pentes et variables avec la nature géologique de celles-ci: éléments en solution, éléments fins argilo-calcaires, sables, graviers, cailloutis aux éléments souvent anguleux. En période de pluie, le ruisseau de St-Hippolyte amène des troubles limoneux provenant du sol de la Salanque. Les résurgences fournissent une quantité considérable d'éléments calcaréo-magnésiens en solution et une quantité non négligeable de matériel colloïdal argilo-marneux qui tend à précipiter à leur débouché dans l'étang.

L'érosion littorale, assez active en différents points des rivages, 1° tend à remettre en mouvement des matériaux provenant de l'attaque de formations récentes; 2° permet, dans les zones où l'ablation est suffisamment active, la formation de falaises dont l'éboulement occasionnel, surtout lié à des actions météoriques fournit:

1) du matériel limoneux rougeâtre, provenant surtout d'anciennes terrasses, vite décoloré par réduction dans les milieux actuels de sédimentation;

2) des cailloutis calcaires ou gréseux, à éléments généralement anguleux, provenant également d'anciennes terrasses ou, au contraire, de l'altération actuelle due aux agents météoriques.

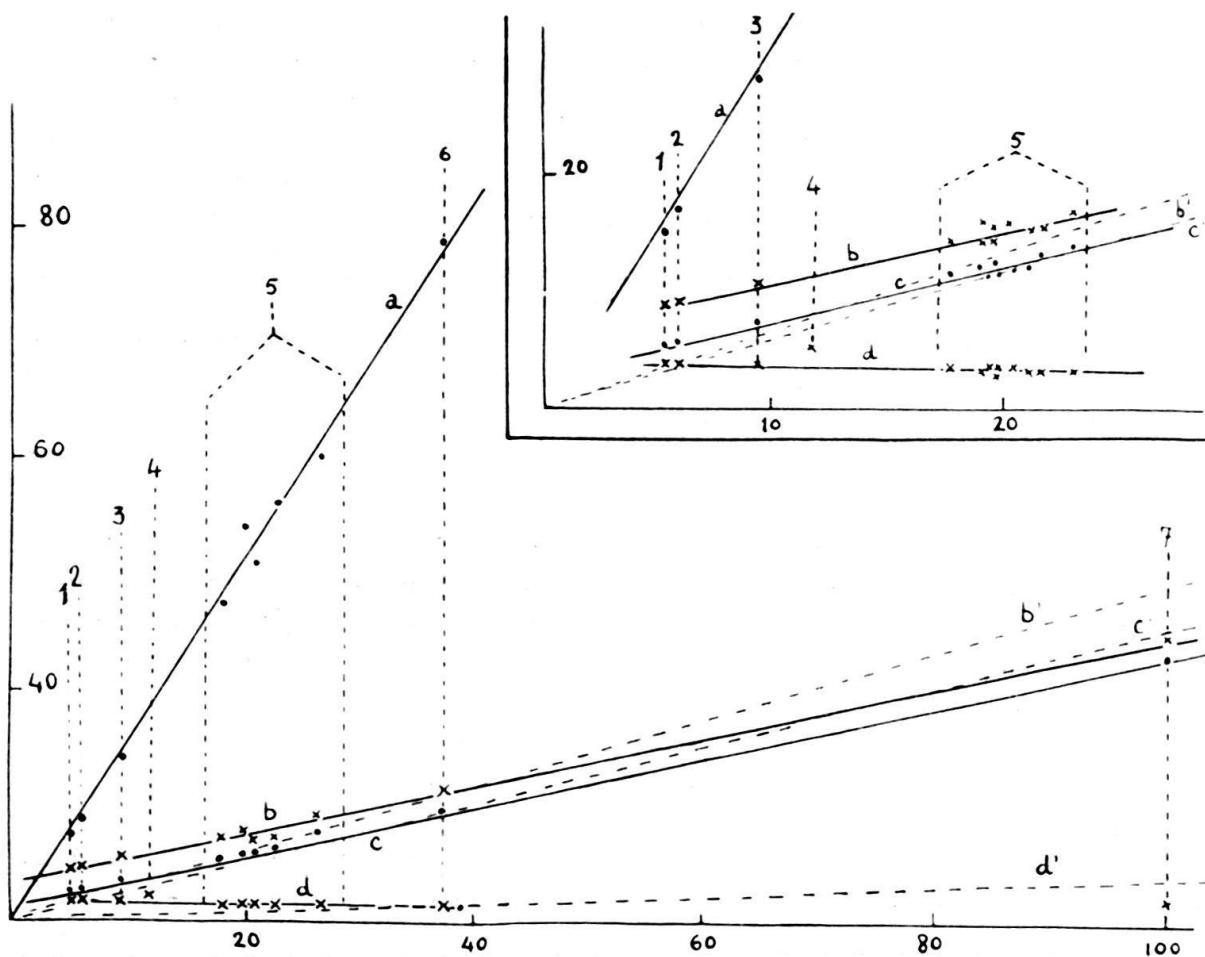


Fig. 3. En abscisses: salinité en grammes par litre d'eau. En ordonnées: valeur de la réserve alcaline (courbe d), des teneurs en Ca total (courbe b), en Ca lié aux acides forts (courbe c), en Mg (courbe a) exprimée en milliéquivalents par litre d'eau. b'-c'-d': Ca total, Ca lié aux acides forts et réserve alcaline théorique.

Points: 1. Résurgence de Fontestramer; 2. Estuaire de Fontestramer (surface); 3. Estuaire de Fontestramer (fond); 4. Etang du Canet; 5. Eaux de l'étang de Leucate; 6. Eau de mer de la Nouvelle; 7. Etang de l'Angle.

En cartouche: détail partiel

Les rentrées d'eau qui se produisent lorsque, par gros temps, la mer franchit les graus, entraînent dans l'étang une masse de troubles dont il est difficile d'estimer l'importance et, surtout, une quantité considérable de matériel littoral sableux, constituant initialement des deltas internes étendus aux débouchés des graus dans l'étang, avant d'être dispersés plus ou moins rapidement par les transports littoraux. Ces sables sont bien caractérisés par leur richesse en quartz et en granules de lydiennes ou de roches métamorphiques qui les différencient totalement des dépôts sableux autochtones de l'étang, lesquels sont presque exclusivement zoogènes.

b) Sédimentation organogène

1) Sédimentation carbonatée

Les sables qui se déposent à l'île de la Rascasse, le long des Dindilles, ainsi qu'en certaines régions des rives que leur situation géographique protège des apports détritiques, sont presque exclusivement formés de débris de Mollusques parmi lesquels dominent les *Cardium* et une proportion souvent assez forte de coquilles embryonnaires et de tests de Foraminifères. Ces formations passent vers le large à des vases très calcaires dont la partie carbonatée provient en grande partie de la trituration ou de la dissolution partielle des mêmes éléments. Bien que les *Acetabularia* soient abondantes sur les hauts fonds, leurs débris ne semblent pas jouer un rôle de quelque importance vis-à-vis du matériel zoogène.

Dans les zones qui reçoivent des apports détritiques, la prépondérance de la sédimentation calcaire zoogène est moins absolue, mais elle représente souvent une part non négligeable de la masse du sédiment.

2) Sédimentation hydrocarbonée

Exception faite des roselières des rives Ouest et Sud, la végétation aquatique de l'étang est essentiellement représentée par d'immenses herbiers de *Ruppia maritima* LINNÉ, qui ont envahi les fonds faibles et moyens de l'étang. Seules, certaines aires, soumises à l'action directe du déferlement des vagues des secteurs Nord ou Nord-Ouest, échappent dans une certaine mesure à cette invasion. Le peuplement paraît moins dense dans les zones les plus profondes.

Les *Ruppia* paraissent avoir éliminé complètement, tout au moins dans l'étang de Leucate, les Zostéracées, mais celles-ci ont sans doute existé jusqu'à une date assez récente, car on en retrouve dans les accumulations éoliennes anciennes de la rive orientale de l'étang du Paurel (RIVIÈRE-VERNHET 1956). L'âge de ces accumulations, déterminé au C.E.A., par la méthode du carbone 14, varierait de 50 à 500 ans.

Les algues vertes sont abondantes, mais leur masse est d'autant plus négligeable vis-à-vis de celle des *Ruppia* qu'elles sont formées d'un matériel végétal infiniment plus altérable.

A chaque tempête, les *Ruppia*, arrachées en masses énormes et poussées aux rives, s'y accumulent en formant un varech peu putrescible, mais qui, sous l'influence de fermentations vite anaérobies (avec des rH parfois inférieurs à 10) et sous l'influence des alternatives de dessication et de réhumidification perd sa résistance mécanique et tend à se pulvériser en petits éléments facilement entraînés par les eaux.

Le varech de premier échouage et le varech pulvérulent contribuent dans une large mesure à la sédimentation et sont un facteur important de l'évolution morphologique des fonds.

3) Sédimentation cadavérique

Les matières organiques d'origine animale provenant des cadavres de mollusques, d'êtres planktoniques et de poissons jouent un rôle dont il est difficile d'apprécier l'importance – tout au moins avant étude chimique – dans le caractère

plus ou moins putride de la sédimentation vaseuse dans l'étang, caractère qui fut fortement accentué à la suite des destructions massives dues aux froids de l'hiver 1956. Toutefois, il semble que l'importance de ces apports soit très inférieure à celle des apports d'origine végétale. Il est d'ailleurs probable que le dégagement d'oxygène résultant de l'assimilation chlorophyllienne des *Ruppia* contribue à la destruction d'une partie importante des matières organiques réductrices, tout au moins tant qu'elles ne sont pas incluses dans les sédiments fins des fonds.

c) *Sédimentation chimique*. Rôle des variations de salure.

Dans l'étude hydrologique, nous avons montré que la réserve alcaline des eaux saumâtres des étangs littoraux pouvait être supérieure à la réserve alcaline de l'eau de mer et l'était effectivement. En dehors des apports dus aux eaux affluentes, ce taux élevé semble pouvoir s'expliquer par le fait que le matériel carbonaté, essentiellement formé de débris de coquilles riches en aragonite (forme particulièrement soluble) ne manque pas dans les sédiments, ce qui permet à la réserve alcaline de se maintenir au voisinage de sa valeur saturante. Dans ces conditions, comme nous l'avons vu, les augmentations de salinité, susceptibles de se produire par évaporation pendant la période estivale, doivent entraîner nécessairement une précipitation de carbonate d'ailleurs favorisée par l'élévation du pH liée à l'assimilation chlorophyllienne. Du point de vue sédimentologique, on peut en inférer que dans les séries lagunaires anciennes, l'augmentation de la teneur en calcaire non organogène, dans certains niveaux, peut ne pas traduire autre chose que des périodes climatiques à étés secs et chauds.

Par ailleurs, on sait depuis longtemps que les organismes marins sont capables d'extraire des sulfates en solution le calcium nécessaire à l'élaboration des carbonates de leurs tests. Toutes choses égales d'ailleurs, cette action entraîne nécessairement une diminution du calcium lié aux acides forts, favorisant, comme nous l'avons vu, un accroissement des valeurs limites de la réserve alcaline, modifiant ainsi les conditions de l'équilibre des sels du calcium dans le même sens que la réduction des sulfates (lorsque celle-ci se produit).

Il résulte de ces faits, que si la sédimentation calcaire est conditionnée par des variations de la salure (et du pH), elle est, surtout dans les milieux lagunaires analogues à celui étudié ici, une précipitation ou une reprécipitation après dissolution des carbonates élaborés à partir des sulfates par les activités biologiques ou apportés en solution par les eaux affluentes. Pour être complet, il convient de faire intervenir également les bicarbonates dissous provenant d'une attaque éventuelle d'éléments calcaires d'origine détritique, attaque probablement assez faible puisque les eaux se trouvent en présence d'un matériel d'origine organogène dans lequel l'aragonite, plus soluble, est abondante.

L'étude des conditions d'une sédimentation magnésienne ne sera pas abordée ici.

2° *Mécanismes généraux d'érosion, de transport et de sédimentation*

Les vents violents qui règnent sur la région, soulèvent dans l'étang de Leucate, des vagues qui, en raison de la faible profondeur et du fetch réduit, sont remarquables par des amplitudes très fortes par rapport à des longueurs d'onde atteignant

rarement une dizaine de mètres. Elles se lèvent très rapidement, le vent pouvant passer d'une brise modérée à la tempête et tourner de 180° en quelques minutes.

La «mer» courte et dure qui en résulte exerce une action puissante sur les rives de l'étang et, en raison de la faible profondeur du plan d'eau, sur la majeure partie des fonds, dont les vases sont rapidement remises en suspension.

L'action sur les rivages exposés «au vent» se fait suivant les mécanismes habituels. Elle se traduit essentiellement par la formation de courants de houles dans les secteurs où les vagues attaquent obliquement la côte. Bien qu'à priori nous nous attendions à la formation de «rip current», il ne nous a jamais été donné d'en observer. L'étendue des hauts fonds bordant les rivages et l'épaisseur des herbiers de *Ruppia*, font que l'établissement des courants d'undertow est difficile et nous n'en avons constaté l'existence qu'en un point, dans des conditions particulières.

L'action superficielle du vent sur l'ensemble de l'étang entraîne, surtout lorsque soufflent les tempêtes des secteurs Nord et Nord-Ouest, une dénivellation dépassant parfois trente à quarante centimètres, d'autant plus marquée que la vitesse du déplacement d'air s'accroît lors du franchissement du plan d'eau. Le phénomène se traduit dans le Nord de l'étang, par l'exondation, parfois sur près d'une centaine de mètres de distance, des fonds de la pointe septentrionale du Paurel. En même temps un courant rapide, entraînant à la mer une masse considérable d'eau chargée de troubles, s'écoule par le Grau de Leucate lorsque celui-ci n'est pas obstrué, action qui contribue certainement à retarder le remblayage de la partie Nord de la nappe d'eau.

Au Sud du Grau de Leucate, les eaux sont poussées vers le cul-de-sac sans issue que forme la corne Sud-Est de l'étang. En l'absence d'undertow ou de rip current établis, leur mouvement ne peut que se ralentir au fur et à mesure que s'accroît le gradient hydraulique lié à la surélévation du plan d'eau dans la partie Sud de l'étang. La présence du seuil de la Rascasse rend peu vraisemblable l'existence d'un courant de retour qui suivrait la rive occidentale, mais les difficultés d'accès de celle-ci ne nous ont pas permis d'arriver à une certitude quant à cette question.

3° Evolution morphologique de l'étang de Leucate-Salses

Sous l'influence des facteurs qui viennent d'être étudiés, les rivages et les fonds de l'étang de Leucate évoluent rapidement suivant les modalités qui paraissent surtout conditionnées par le caractère lagunaire de ce plan d'eau.

Le trait le plus marquant de la partie septentrionale de l'étang est peut-être le fait que l'érosion des fonds s'accentue nettement au voisinage et le long des parties des rivages exposées aux vents des secteurs Nord et Nord-Ouest. Ce phénomène s'explique facilement par l'action des courants de vagues, souvent très visibles, qui entraînent vers le Sud et l'Est les sédiments mis en suspension par le déferlement et l'agitation des eaux. Il en résulte une nette dissymétrie des fonds de l'étang du Paurel dont les plus grandes profondeurs (2 m) sont beaucoup plus voisines de la rive orientale que de la rive opposée. La même observation peut s'appliquer aux baies de la côte occidentale de cette partie de l'étang ainsi qu'aux fonds situés «au vent» de l'île des Sidrières.

Les sédiments entraînés par ces actions le long de la côte orientale du Paurel ont tendance à se disperser sur les fonds situés au Sud du Rocher de Leucate (où

l'on voit s'édifier de petites flèches sédimentaires orientées vers le Sud) de sorte qu'ils ne peuvent gagner la corne Nord-Est de l'étang.

A l'Est du Rocher de Leucate, la corne Nord-Est de l'étang constitue une zone abritée des vents de Nord et de Nord-Ouest, dans laquelle l'agitation ne peut prendre qu'une valeur limitée en raison de la faible importance du fetch. Si, par ces vents, elle ne reçoit guère de sédiments, les troubles qu'y amènent les eaux lorsqu'elles sont poussées par les vents du Sud-Est ont tendance à s'y déposer surtout lorsque ces vents viennent à faiblir et à s'accumuler, principalement au voisinage des rivages Nord et Est. Par contre, les rives exposées à l'Est et au Sud, le long desquelles peuvent s'établir des courants de houle ont tendance à subir un certain décapage lié à un fetch relativement plus important.

L'évolution de la rive orientale de l'étang est très complexe. Au Nord du Grau de Leucate, la faiblesse du fetch pour les vents des secteurs Nord et Nord-Ouest, l'importance des apports de matériel sédimentaire littoral qui se font par les anciennes passes et le fait que le propre delta interne du Grau de Leucate est un obstacle majeur au cheminement vers le Sud des sédiments favorisent toutes les formes de la sédimentation et notamment l'extension des «schorres» (malgré des traces exceptionnelles d'érosion).

Le delta interne du Grau de Leucate s'étend sur plusieurs centaines de mètres et son influence se fait sentir loin de la côte dans la granulométrie des fonds qui demeurent relativement fermes à grande distance du rivage. L'entraînement par les courants de vagues des sables de ce delta est à l'origine du développement de la flèche sédimentaire du «Corrège», laquelle, surélevée par un étroit cordon dunaire, s'étend sur près de trois kilomètres en direction du Sud-Sud-Ouest. Vers son extrémité méridionale, elle s'infléchit par angles successifs – correspondant à l'imbrication d'autant de crochons de réfraction successivement apparus au fur et à mesure du remblayage des fonds adjacents – jusqu'à se terminer par une longue et mince pointe sédimentaire qui, s'allongeant en direction Sud-Est, tend à fermer la longue et étroite lagune comprise entre le Corrège et le cordon littoral. Le long du Corrège, la proportion du matériel d'origine marine externe diminue du Nord au Sud, au fur et à mesure que s'accroît la proportion du matériel coquiller. Bien que le Corrège puisse actuellement être considéré comme stable, il présente, malgré les épaisses banquettes de varech qui protègent sa côte, des traces non équivoques d'une érosion lente qui est peut-être la conséquence d'une réduction récente des apports par le Grau de Leucate.

En bordure du Corrège, les fonds sont très plats et, en dehors de la zone d'action des courants de vagues, le transit sédimentaire se fait par le mouvement de dunes sous-marines, cheminant vers le Sud sous l'action directe des vagues ou des clapotis du Nord ou du Nord-Ouest (VERNHET 1953), peut-être aidée par la dérive générale des eaux dans cette direction en bordure de la rive. Ces formations apparaissent immédiatement au Sud du Grau de Leucate; d'abord de petites dimensions (quelques mètres) et voisines du rivage, allongées d'Est en Ouest, elles sont rarement rectilignes, mais présentent le plus souvent des formes renflées et sinuueuses. Leur profil transversal est asymétrique, avec une pente très faible du côté du vent, plus forte du côté opposé. Certaines d'entre elles sont contiguës à la côte; dans ce cas,

leur extrémité libre dont la progression est plus rapide s'incurve fréquemment, formant un crochon de réfraction dont la courbure peut être très accentuée.

Au fur et à mesure qu'elles progressent vers le Sud, leurs dimensions s'accroissent avec l'apport d'une masse croissante de sable coquiller, sans toutefois que leur hauteur au-dessus du fond ait tendance à dépasser une vingtaine de centimètres. A un kilomètre au Sud-Sud-Est du Grau, leur distance au rivage est de l'ordre de cinquante à cent mètres et elles ont tendance à se réunir en donnant des hauts fonds sableux aux contours irréguliers dont les dimensions horizontales sont de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Leur cheminement se poursuivant suivant sa direction initiale, elles s'écartent progressivement du Corrège, à partir du point où cette flèche s'infléchit vers l'Est. Au terme de leur progression, elles atteignent, loin des rivages, l'immense zone de remblayage qui s'est constituée au Nord du seuil de la Rascasse, entre celui-ci et le cordon littoral. Elles finissent par constituer là, au milieu des vasières, d'immenses atterrissements sableux (RIVIÈRE-VERNHET 1956), émergeant en période de basses eaux. Il en résulte que la sédimentation dans cette zone est caractérisée par l'intercalation de vastes lentilles sableuses au milieu d'une série essentiellement vaseuse. Il est possible que des mécanismes de ce genre soient à l'origine de certains aspects des formations géologiques anciennes de caractère lagunaire où les intercalations de lentilles sableuses au milieu de sédiments plus fins ne correspondent pas nécessairement à des chenaux, mais pourraient s'expliquer par des transports dunaires sous-marins s'effectuant sous l'action des vagues dans des eaux peu profondes.

A l'Est de cette région d'intense sédimentation, la rive présente un parallélisme presque absolu avec la côte Ouest du Corrège. Sur les photographies aériennes, elle apparaît comme le rivage d'une ancienne flèche sédimentaire formée dans des conditions identiques à celles que nous avons décrites pour le Corrège. Toutefois, les graus dont les apports ont permis le développement de cette construction sédimentaire débouchent aujourd'hui dans la lagune étroite comprise entre le Corrège et le cordon littoral. Le fetch y est trop réduit pour que les transports littoraux par courants de vagues puissent entraîner vers le Sud au-delà de la lagune une proportion notable des apports sédimentaires qui pénètrent par ces graus. Il en résulte qu'au Sud des baraques du Cap de Front, et dès qu'elle n'est plus protégée par l'extrémité du Corrège, la côte ne reçoit plus assez de matériel sédimentaire pour compenser l'ablation due aux vagues soulevées par les vents des secteurs Nord et Nord-Ouest. Très violentes en raison d'un fetch important, elles érodent les fonds voisins du rivage et attaquent celui-ci que les riverains tentent de protéger en construisant des épis de varech qui se montrent efficaces. Les matériaux mis en suspension sont entraînés vers le Sud par les courants de vagues. Ils gagnent ainsi l'entrée Nord de la lagune des Dindilles, entrée presque complètement atterrie, au milieu de laquelle de vastes zones peuvent émerger en période de basses eaux. Ces atterrissements s'étendent vers l'intérieur de la lagune des Dindilles en y formant une sorte de delta allongé en direction Sud-Est.

Les sédiments sableux littoraux qui pénètrent dans la lagune du Corrège par les anciens graus (grau de l'Entrée et grau de la métairie de Maurain) contribuent avec les matériaux d'origine organogène à l'ensablement rapide des fonds bordant son rivage oriental, tandis que les troubles apportés en suspension par le mouvement

des eaux ou résultant de phénomènes de précipitation physico-chimique tendent à se déposer le long de la rive Est de la flèche du Corrège qui protège cette zone de toute agitation lorsque soufflent les vents dominants. Des schorres se développent rapidement sur ces atterrissements vaseux qui ont depuis longtemps envahi toute la partie Nord de la lagune, ne laissant que d'étroits arroyos par où s'écoulent, lorsque le niveau de l'étang vient à s'abaisser, les eaux imprégnant les sédiments des zones colmatées ainsi que celles qui proviennent des affleurements de la nappe phréatique des sables du cordon littoral. La lagune correspondant à l'ancienne flèche du Cap de Front est beaucoup plus évoluée que celle du Corrège et il n'en reste plus que des étangs isolés qui furent utilisés comme salines. L'extrémité de la flèche du Cap de Front et les crochons sédimentaires qui l'ont prolongée pendant les dernières phases de la fermeture de la lagune correspondante sont bien visibles sur les photographies aériennes et une légère indentation de la côte marque l'aboutissement dans la lagune des Dindilles d'un chenal étroit et encombré de roseaux qui est l'ultime reste de la passe d'entrée.

Au Sud de cette petite embouchure, la rive Est de l'étang (et de la lagune des Dindilles) est peut-être encore celle d'une ancienne flèche littorale interne analogue aux deux précédentes et qui, comme elles, sépare de la nappe d'eau principale une ancienne lagune dont les contours sont aujourd'hui à peu près indiscernables, peut-être par suite de son comblement par des apports éoliens. Cette partie du rivage est d'ailleurs bordée de monticules sableux, qui, sur les photographies aériennes, se présentent comme des nekbas allongés dans le lit des vents dominants. L'abri des Dindilles fait d'ailleurs que cette côte semble avoir plus tendance à s'atterrir qu'à s'éroder.

Plus au Sud, la rive de l'étang s'allonge en direction Sud-Ouest et semble correspondre à un tombolo venu s'appuyer à un ancien îlot de cailloutis qui constitue aujourd'hui la «pointe des anciens salins de France». La rive Ouest de ce tombolo est à peu près parallèle aux vagues dominantes, direction qui correspond à la moindre activité des transports par les courants de vagues. Il en résulte une réduction au minimum de l'érosion par les courants de vagues qui fait que les apports minimes qui peuvent venir de la passe Sud des Dindilles suffisent à compenser l'érosion transversale qui doit elle-même être d'autant plus réduite que, dans cette région de l'étang, les fonds sont, dans leur ensemble, en voie de sédimentation. Au-delà de la pointe des anciens salins de France, le rivage, d'abord formé des mêmes cailloutis, s'étend, en direction Ouest-Est, jusqu'à une embouchure aujourd'hui canalisée qui devait être le débouché initial des lagunes isolées par le tombolo et qui furent, elles aussi, utilisées comme salines. L'action des courants de vagues qui se produisent le long de cette rive lorsque soufflent les vents des secteurs Est ou Sud-Est entraîne les cailloutis et donne naissance, à la pointe des salins de France, à une petite flèche de galets, à l'extrémité plus ou moins réfractée, qui est assez paradoxalement orientée contre les vagues produites par les vents dominants et régnants. Cet état de choses s'explique par le fait que ces vagues, ne produisant que des mouvements longitudinaux peu importants ne peuvent donner lieu à la construction d'une flèche qui s'étendant dans le prolongement de la côte Nord de la pointe, empêcherait la construction de celle qui résulte de l'action des vents du secteur opposé.

Au Sud de la pointe des anciens Salins de France, s'ouvre un golfe qui forme la corne Sud-Est de l'étang, vers lequel convergent, pratiquement sans retour possible (RIVIÈRE-VERNHET 1956), l'ensemble des apports que le cheminement littoral le long des côtes Est et Sud de l'étang et la dérive générale des eaux amènent dans cette région. Les atterrissages y sont rapides et les fonds, en période de basses eaux, émergent sur de larges étendues. Il est remarquable que la limite des hauts fonds s'y trouve dans le prolongement exact du tombolo de la pointe des «anciens Salins de France», avec la même direction parallèle aux vagues dominantes, excluant tout transport latéral important.

Cette constatation prend tout son sens si l'on remarque que la limite occidentale des hauts fonds qui, dans le Bassin Nord s'étendent au large de la flèche du Corrèze, présente cette même orientation. Dans un cas comme dans l'autre, ces limites font un angle d'environ 10° avec les flèches sédimentaires dont la rive est le siège de transports littoraux encore actifs. Cette similitude, ajoutée aux autres, montre que les hauts fonds du seuil de la Rascasse jouent, du point de vue de la sédimentation des vases, à peu près le même rôle vis-à-vis du Bassin Nord que la rive méridionale vis-à-vis du Bassin Sud. On pourrait en quelque sorte considérer le seuil de la Rascasse comme une sorte de rivage sédimentologique du Bassin Nord et il est à remarquer qu'il suffirait d'une faible variation du niveau des eaux marines pour qu'il devienne un rivage réel.

Les phénomènes de remblayage que nous observons ainsi devant des côtes exposées «au vent», paraissent en contradiction avec les phénomènes d'érosion qui sont la règle, en pareil cas, sur les côtes maritimes et que nous avons d'ailleurs signalés le long de la côte Est du Paurel et même dans une certaine mesure le long des grandes flèches internes elles-mêmes. En fait, cette contradiction n'est qu'apparente car ces atterrissages «anormaux» intéressent de véritables culs-de-sac, vers lesquels, par vents des secteurs Nord et Nord-Ouest, les sédiments entraînés par les courants de vagues convergent des deux côtés et se déposent d'autant plus vite que ces courants, comme nous l'avons vu, s'éteignent rapidement dans les herbiers des hauts fonds, sans que prennent naissance des «rip currents» ou des phénomènes d'undertows susceptibles de provoquer une ablation compensatrice. A vrai dire, nous avons bien observé, une seule fois, des phénomènes de cet ordre, dans le golfe au Sud de la pointe des Salins de France, alors que les eaux superficielles, poussées par le cers, dérivaient vers la côte, l'undertow se présentait sous forme de filets liquides, coulant en sens inverse sur le fond, matérialisés par les débris de varech pulvérulent qu'ils entraînaient, mais qui, à quelques dizaines de mètres de la côte, s'évanouissaient dans l'herbier.

Dans ces mêmes régions, la sédimentation est d'ailleurs accélérée du fait que la surélévation du plan d'eau due à la poussée du vent, en augmentant les cotes absolues que peuvent atteindre les remblayages, ne peut que favoriser le dépôt des troubles provenant de la remise en suspension des vases de l'étang par l'agitation due aux vagues et entraînés dans la dérive générale des eaux (RIVIÈRE-VERNHET 1956). L'existence des herbiers, en réduisant la turbulence locale, favorise le phénomène qui est d'autant plus irréversible que la baisse locale du plan d'eau qui se produit lorsque des vents du secteur opposé viennent à souffler, s'oppose pratiquement à toute action d'ablation.

L'évolution de l'étang serait sans doute très différente si sa partie méridionale n'était pas pratiquement dépourvue de toute communication avec la mer en raison du fait que le Grau St-Ange ne s'ouvre qu'exceptionnellement. Si, en effet, une telle communication était assurée en permanence, les eaux chargées de troubles que les vents du secteur Nord-Ouest poussent vers la corne Sud-Est de l'étang s'évacuerait à la mer, entraînant avec elles une masse énorme de sédiments et les tendances au colmatage accéléré feraient sans doute place à des phénomènes d'érosion tels que ceux qu'il est possible d'observer dans les étangs de la Camargue et aussi dans l'étang de l'Ayrole qui communique en permanence avec la mer par le Grau de la Vieille-Nouvelle. On peut prévoir avec une quasi-certitude que les travaux d'aménagement du Grau de Leucate entraîneront sinon un renversement complet de la tendance à la sédimentation dans le Bassin Nord, tout au moins un ralentissement marqué de ces phénomènes; en tout cas, il y a de fortes chances pour que l'on observe une accélération considérable des phénomènes d'érosion sur la rive Ouest de la flèche du Corrège.

La rive méridionale

La rive méridionale de l'étang présente une structure plus simple que la rive Est. Elle fut sans doute construite par les apports de l'Agly qui donnèrent naissance à la Salanque, mais elle semble dépendre de mécanismes assez compliqués d'ablation et de sédimentation.

Au fur et à mesure que l'on s'éloigne du cul-de-sac Sud-Est, à partir du Grau St-Ange, bien que la pente des fonds demeure très faible, le rivage présente fréquemment une micro-falaise d'érosion, suggérant un recul que l'attaque des buttes sablo-argileuses appelées «montilles» (RIVIÈRE-VERNHET 1956) rend incontestable, mais qui est certainement très lent. Ce recul s'explique facilement par le transit qui s'effectue sous l'influence des vents du secteur Nord-Ouest, en direction de la corne Sud-Est de l'étang et qui, ne pouvant être alimenté de l'amont par suite de la jetée de l'ancienne base aéro-navale de St-Laurent-de-la-Salanque, entraîne une certaine érosion de la côte sauf dans la zone protégée située immédiatement à l'Est de la jetée.

A l'Ouest de cette jetée, qui forme épi, il n'y a pas d'érosion, tout au moins sur une petite distance, par suite de l'accumulation des sédiments venant de l'Ouest au vent de cette construction. A l'Ouest de cette zone privilégiée, l'érosion reparaît, beaucoup plus active qu'à l'Est de la jetée, elle se traduit par une micro-falaise d'érosion atteignant parfois près d'un mètre et par le déchaussement des tamaris qui bordent cette partie du rivage. A l'Est, comme surtout à l'Ouest de la jetée, la lévigation des sédiments provenant de l'attaque des couches limoneuses qui forment la Salanque, donne lieu à des accumulations de minéraux lourds parmi lesquels dominent visiblement les grenats.

La zone érodée, n'est d'ailleurs pas très longue et fait bientôt place vers l'Ouest à une zone de remblayage actif correspondant au débouché du ruisseau de St-Hippolyte et aux roselières qui se sont établies à la faveur de l'arrivée des eaux douces sur les alluvions dont elles favorisent la sédimentation. Au-delà, toute la côte est occupée par des roselières et le régime sédimentologique ne se différencie pas de celui de la rive occidentale de l'étang (dont nous n'avons pas terminé l'étude).

Il est assez paradoxal de constater qu'une zone d'ablation s'est constituée immédiatement sous le vent de cette zone d'apports qu'est l'embouchure du ruisseau de St-Hippolyte. Ce phénomène paraît s'expliquer par le fait que si les roseaux favorisent la sédimentation fine, ils s'opposent évidemment à tout transport littoral de matériel sableux. Il en résulte que la côte située sous le vent des roselières subit du fait des transports littoraux qui y prennent naissance, une ablation que rien ne compense et qui explique son érosion.

La rive Sud de l'étang de Leucate est donc caractérisée par l'alternance de zones d'ablation et de sédimentation ou tout au moins de stabilité. Ces faits montrent que la stabilité d'une côte dépend non seulement de la masse des apports qu'elle reçoit, mais aussi de leur granulométrie puisque nous voyons l'érosion se produire sous le vent d'une zone d'apport de matériaux fins, mais qui est aussi une zone d'arrêt pour le transit du matériel sableux littoral. Il en résulte cette notion, également valable en dehors du milieu lagunaire, qu'une côte formée de sédiments meubles n'est stable que si l'ablation y est compensée non seulement par des apports quantitativement suffisants, mais encore d'une granulométrie équivalente. On peut ainsi expliquer pourquoi le développement des remblayages vaseux peut quelquefois, en arrêtant le transit du matériel sableux déclencher l'érosion dans des zones jusque-là stables.

Les îles

Les îles provoquent la formation d'atterrissements importants dont la nature et la morphologie varient avec leurs dimensions.

Dans le Nord de l'étang, les petits îlots rocheux du Paurel sont de nature calcaire. Sur la rive Ouest, l'île de l'Hortel donne lieu à des atterrissements vaseux entre elle et la côte occidentale et à un dépôt «en queue de comète», formé de cailloutis calcaires anguleux et de sable coquiller, s'allongeant en direction Sud-Est, dans le lit des vents dominants. Sur la rive opposée du Paurel, une autre petite île rocheuse provoque également la formation d'une queue de comète analogue, mais de très petite dimension. Deux autres très petits îlots rocheux situés plus au Nord, n'ont que quelques mètres de diamètre et ne donnent lieu à aucune observation particulière. On notera toutefois l'absence pratiquement totale de galets arrondis dans les formations sédimentaires du Paurel, ce qui paraît confirmer l'isolement prolongé de celui-ci par le seuil des Sidrières (RIVIÈRE-VERNHET 1956).

L'île des Sidrières, également calcaire, mais bordée au Sud par un cordon de galets probablement flandriens (RIVIÈRE-VERNHET 1956), est soumise sur son bord Nord-Ouest à une érosion intense provoquée par les vagues soulevées par les vents dominants. Le cordon de galet qui la borde au Sud-Est dépasse légèrement la partie rocheuse pour former la pointe Sud-Ouest de l'île qui, sous l'action des vagues s'est étirée en une courte flèche de cailloutis orientée dans la direction des vents dominants. Le cordon de galets est bordé d'une étroite bande de sable coquiller, plus ou moins irrégulière, passant vers le large à des vases mouvantes, riches en matières humiques, qui ne se maintiennent que grâce à l'abri de l'île.

Dans la partie centrale de l'étang de Leucate, l'île de la Rascasse, d'une trentaine de mètres de diamètre, formée de cailloutis flandriens (RIVIÈRE-VERNHET 1956) et bordée de sables coquillers, a donné naissance à une «queue de comète» orientée

Nord-Ouest-Sud-Ouest, dans le lit des vents dominants et formée par les éléments les plus petits du cailloutis flandrien (quartz et lydiennes), entraînés par la réfraction des vagues autour de l'île. La dimension des éléments constitutifs s'amenuise progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'îlot. Par temps moyen, cette «queue de comète» émerge sur une vingtaine de mètres, mais, en 1956, il était possible de la suivre sur une longueur de près d'un kilomètre, les cailloutis étant progressivement remplacés par des sables coquillers, qui cèdent peu à peu la place à la vase des fonds. Les apports venus du Nord s'accumulaient au Nord-Est de cette ride, produisant une nette dissymétrie des fonds et soulignant le rôle de seuil que joue cette zone d'atterrissements. Ces observations montrent que, lorsque la profondeur est faible, comme c'est le cas sur le «seuil de la Rascasse», l'influence du moindre obstacle peut se faire sentir très loin, parce que le dépôt dont il provoque la formation, se construit de proche en proche, la zone protégée où s'accumulent les sédiments s'éloignant de son origine au fur et à mesure de l'allongement de la «queue de comète» qui, si le rivage «sous le vent» n'est pas trop éloigné, finira par évoluer en tombolo (dont nous rencontrons sans doute ici le mode de formation le plus fréquent).

Les Dindilles donnent lieu à des phénomènes d'une tout autre ampleur. Le remaniement des cailloutis flandriens (RIVIÈRE-VERNHET 1956) qui les forment a permis la construction, à leurs deux extrémités, de flèches de petits galets et de gravier, orientées Nord-Ouest-Sud-Est, dans le lit des vents dominants. L'ensemble de chacune des deux îles et des flèches sédimentaires qui ont pris naissance par l'entraînement des cailloutis, présente une forme en croissant caractéristique que l'on retrouve, dans l'étang de Sigean, pour l'île de la Planasse. On remarquera toutefois que les flèches qui bordent la passe centrale, entre les deux îles, sont moins développées, sans doute parce que l'étroitesse du passage limite la quantité d'énergie liée aux vagues qui est susceptible de le franchir et qui, d'ailleurs s'épuise rapidement en raison de la faible profondeur et de la présence d'un herbier.

Les zones protégées, abritées à l'intérieur des croissants, favorisent la formation d'atterrissements vaseux que la végétation halophile des «schorres» envahit rapidement, malgré les effets des actions marines de sens opposé, très limitées en raison du peu d'importance du fetch.

Ces observations mettent en évidence les faits suivants:

- 1) Seuls les effets résultant de l'action des vents dominants et régnants s'inscrivent dans la morphologie sédimentaire des îles par la formation de «queues de comètes» ou de pointes sédimentaires orientées suivant la direction de ces vents.
- 2) Malgré leur violence accidentelle, les vents soufflant des secteurs opposés Sud et Sud-Est, ne peuvent, en raison de leur moindre fréquence, empêcher le développement des atterrissements vaseux, vite consolidés par les schorres sur les rives orientales des îles, mais la progression de ces atterrissements est peut-être un peu moins rapide dans les zones où ils peuvent être soumis à des phénomènes d'ablation partielle par suite du développement de courants de vagues susceptibles d'entraîner les sédiments, d'où la dissymétrie que présentent souvent ces formations.

4° Le rôle de la sédimentation végétale

a) Banquettes littorales

Les *Ruppia* arrachées par l'agitation des eaux lors des tempêtes, sont jetées aux rivages «sous le vent» de la nappe d'eau et s'y accumulent en épaisses banquettes de varech qui, par suite de l'enchevêtrement des frondes présentent une certaine cohésion et résistent longtemps à l'action des vagues, ralentissant ainsi très sensiblement l'érosion éventuelle des rivages sur lesquelles ces accumulations sont importantes, comme c'est, par exemple, le cas le long de certaines zones de la côte orientale de l'étang et notamment le long de la flèche du Corrège.

L'épaisseur de ces accumulations atteint facilement plusieurs décimètres. Des fermentations anaérobies s'y établissent et nous avons pu observer en différents endroits, des pH compris entre 6,5 et 7,5, et des rH descendant jusque vers 11 et 12 et quelquefois plus bas, ce qui implique des milieux franchement réducteurs. Parfois ces conditions s'accentuent au point d'amener la réduction des sulfates avec dégagement de H_2S et dépôt de soufre, phénomène que nous avons observé en quelques points de la rive orientale au Nord des Dindilles. Dans la même région, ces conditions anaérobies favorisent la mise en solution du fer à l'état ferreux et, le long du rivage, les remontées de la nappe phréatique qui s'est établie dans les sables du cordon littoral donnent parfois des précipitations d'hydrate ferrique au contact de l'oxygène de l'atmosphère.

Si importantes que paraissent ces accumulations littorales, il est douteux qu'elles donnent lieu à des formations stabilisées, tout au moins le long de la rive orientale et méridionale de l'étang. Nous avons vu en effet que ces rivages étaient le plus généralement stables ou soumis à des érosions légères, mais non en voie de progression. Ce fait montre que, sauf peut-être dans la zone à sédimentation très rapide, les accumulations de varech qui les bordent finissent toujours par être détruites et, tôt ou tard, remises en mouvement, en partie, comme nous l'avons vu, sous forme de varech pulvérulent, facilement entraîné par les courants.

Dans les régions de hauts fonds, les *Ruppia*, entraînées par flottation dans les eaux agitées, ont tendance à s'échouer avant d'atteindre les rivages et constituent des accumulations très variées.

b) Accumulations mobiles

Sur la rive Sud de l'étang de Leucate, à l'Ouest du Club Nautique, par tempête du secteur Nord-Ouest, les *Ruppia* poussées vers la côte s'agglomèrent en rides sous-marines obliques au rivage et parallèles aux vagues. Ces rides sont mobiles et se déplacent lentement d'Ouest en Est, sous la poussée des vagues suivant un mécanisme analogue à celui qui a été décrit pour les dunes sous-marines littorales sableuses de la région du Corrège. Parfois, sur cette même côte, les agglomérations de varech se constituent sur les hauts fonds, à une certaine distance du rivage et prennent alors la forme de croissants, souvent réunis par groupes de deux ou trois qu'on ne peut mieux définir qu'en les comparant à des barkhanes.

c) Accumulations stables

Alors que les accumulations mobiles se rencontrent surtout le long des rivages soumis au moins temporairement à des actions érosives, les accumulations fixes

semblent surtout se constituer dans les zones où la tendance de l'évolution littorale est à la sédimentation ou, tout au moins, à la stabilité. Ces accumulations débutent généralement par la formation d'une ride plus ou moins parallèle au rivage qui se constitue à l'endroit où la diminution de profondeur et souvent une diminution de l'agitation liée à des conditions locales provoquent l'arrêt des touffes de varech flottant au gré des eaux. Entre cette ride et le rivage s'étend une lagune dont la largeur peut varier de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, dont les eaux sont encombrées de varech (lequel annihile presque complètement toute agitation) et parfois d'algues vertes. Ces milieux, riches en matières organiques, constituent des zones de calme où les troubles en suspension se sédimentent rapidement. Dans l'étang de Leucate, nous n'avons guère observé de phénomènes de cet ordre que vers l'extrémité Nord du Paurel, où ces accumulations se constituent sous l'effet des vents du secteur Sud-Est et, sur la rive Sud, à l'Est de l'embarcadère de St-Laurent, dans une zone d'intense accumulation. Les lagunes qui prennent ainsi naissance n'acquièrent jamais de grandes dimensions. Par contre, elles sont très développées le long des rives Ouest et Nord de l'étang de Bages-Sigean. Les rides de varech s'y forment souvent loin de la côte et les lagunes qu'elles isolent se remblaient d'autant plus vite que les vents du Nord-Ouest y refoulent en longs rouleaux, le varech accumulé sur le rivage lorsque soufflent les vents du secteur opposé. Le varech ainsi rejeté vers les lagunes bordières y constitue des pointes qui ont tendance à s'allonger dans le lit du vent jusqu'à rejoindre le cordon, compartimentant irrégulièrement ces plans d'eaux. L'alluvion végétale et les troubles qui se déposent par suite de l'immobilisation des eaux, finissent par provoquer le comblement de ces nappes d'eau peu profondes et des «schorres» halophiles s'y installent et se surélevent peu à peu, gagnant ainsi de nouveaux territoires au domaine continental. Ces phénomènes sont surtout remarquable près des pointes et notamment près de la pointe des Oulous (étang de Sigean) où des rides de varech se construisent ainsi à la faveur de l'alternance des vents, tantôt sur la face Est du cap, tantôt sur sa face Nord, donnant lieu à des cheminements de sédiments qui viennent chaque fois atterrir la zone sous le vent. Il résulte de ces actions que cette pointe est assez paradoxalement (cf. le Cap Hatteras sur la côte atlantique américaine) un lieu d'intense sédimentation où, gagnant sur le domaine limnique, des schorres et des lagunes isolent maintenant de l'étang le monticule rocheux qui a donné à la côte sa topographie primitive.

d) *Les zones de remblayage*

Nous avons vu que les baies fermées en cul-de-sac exposées à l'action des vents dominants et vers lesquelles convergent de part et d'autre les courants de vagues, sont caractérisées par des phénomènes de remblayage particulièrement rapide. Nous avons pu constater que la sédimentation végétale prend une part active au comblement de la corne Sud-Est de l'étang de Leucate. Le varech transporté en suspension s'y arrête sur les hauts fonds, d'autant plus facilement que ceux-ci sont occupés par des *Ruppia* en place qui contribuent à retenir celles qui flottent au gré des vagues. Il s'y ajoute une masse considérable de varech pulvérulent, apporté par les courants. En période de basses eaux, ces accumulations de varech pulvérulent affleurent sur de très grands espaces, avec des épaisseurs de l'ordre de quinze à

trente centimètres ou davantage, noyant souvent la partie inférieure de l'appareil végétatif des *Ruppia* enracinées sur place dans la vase sableuse sous-jacente. Parfois, la disparition de ces accumulations végétales sous des couches vaso-sableuses montre l'alternance des périodes de prédominance de la sédimentation organique et de la sédimentation minérale.

Des faits du même ordre peuvent s'observer dans la zone de sédimentation encore plus étendue comprise entre le seuil de la Rascasse et le cordon littoral. Toutefois une partie du matériel végétal semble y être apporté par le cheminement des dunes sous-marines qui progressent le long du Corrège et dans la constitution desquelles le varech semble intervenir pour une part qui devient plus importante à l'approche des zones d'atterrissement. Par contre, le varech pulvérulent, facilement entraîné dans la mince couche d'eau qui recouvre le seuil, s'y dépose en moindre quantité. Nous avons également constaté dans cette région l'alternance de la sédimentation vaseuse et de la sédimentation végétale.

Il est probable que, dans l'un et l'autre de ces secteurs en voie de sédimentation rapide, ces alternances pourraient s'observer sur une certaine épaisseur. Le fait est d'autant plus probable qu'en dehors de la remontée actuelle lente et généralisée du niveau marin, le seul tassement de sédiments très riches en matière organique laisse prévoir un certain degré de «subsidence» des fonds. La submersion récente de l'île de Vy, formée, comme la Rascasse de cailloutis quaternaires et surtout le fait qu'elle semble s'enfoncer davantage chaque année sous les eaux, conduit à l'hypothèse, d'ailleurs actuellement invérifiable, d'un affaissement d'origine profonde qui se superposerait au tassement superficiel.

e) *Les rives à roselières*

La rive occidentale de l'étang de Leucate est, comme nous l'avons vu, caractérisée par le développement des roselières dont l'existence est liée à l'afflux des eaux douces. Par suite des difficultés d'accès, nos observations sur cette côte sont encore trop rares pour qu'il soit possible d'en présenter les conclusions comme absolument certaines. Il semble que lorsque soufflent les vents du secteur oriental, les *Ruppia* arrachées aux fonds de l'étang, viennent s'accumuler en bordure des roselières où elles donnent des accumulations dont la stabilité est très aléatoire, mais qui retenant les troubles et envahies progressivement sur leurs bords externes par les roselières qui les consolident, facilitent en définitive l'extension de celles-ci. Ce phénomène est peut-être la cause essentielle de l'accroissement du domaine continental sur cette côte Ouest où les atterrissements sont très réduits en dehors des flèches sédimentaires compliquées qui se construisent au Nord de Pedro et du tombolo des Sidrières, donnant des zones très abritées dont les envasements sont peu à peu envahis par la végétation halophile des «schorres».

f) *Conclusions. Allochtonie et autochtonie*

De l'ensemble de nos observations, semblent pouvoir se dégager les conclusions suivantes:

1) Certaines accumulations végétales importantes et, en particulier, les banquettes de varech littorales, ont un caractère essentiellement temporaire, en dehors peut-être de certaines zones en voie de sédimentation active.

2) La sédimentation végétale semble jouer un rôle important dans le mécanisme très complexe de la formation des atterrissages qui se constituent le long de certaines côtes situées «sous le vent» par rapport aux actions atmosphériques dominantes.

3) Le transport sous-marin de type «dunaire» de l'alluvion végétale est relativement fréquent le long des côtes exposées au vent.

4) Les sédiments végétaux s'accumulent préférentiellement dans les régions caractérisées par des conditions favorisant un remblayage rapide.

5) La sédimentation végétale présente dans ces régions des caractères simultanés d'autochtonie et d'allochtonie. Elle alterne plus ou moins périodiquement avec la sédimentation détritique fine.

Les modalités de la sédimentation végétale dans l'étang de Leucate sont donc très complexes. Par certains côtés, elles ne sont pas sans suggérer l'idée sinon de similitude, du moins d'analogie – compte tenu de l'échelle réduite – avec certaines de celles qui caractérisent la sédimentation houillère. De ce point de vue, la constatation que la formation de strates où prédomine du matériel sédimentaire d'origine végétale implique: 1° la concentration en des zones privilégiées d'apports provenant d'aires de végétation étendues et 2° la fréquente superposition, dans les mêmes couches, d'un apport végétal allochtone au matériel végétal autochtone, n'est peut-être pas dépourvue de signification.

BIBLIOGRAPHIE

- RIVIÈRE, A. & VERNHET, S. (1956a): *Contribution à l'étude des formations quaternaires du Bas-Languedoc*. Bull. Soc. géol. Fr. [6^e série], 6, 17 déc. p. 1001–1019.
 – (1956b): *Observations sédimentologiques sur l'étang de Leucate*. C.R.Ac. Sci. 243, p. 1134–1137, 15 oct.
 – (1957): *Contribution à l'étude physicochimique de la sédimentation calcaire*. C. R. Ac. Sci. 244, p. 2080–2083, 8 avril.
- LALOU CLAUDE (1954): *Sur un mécanisme bactérien possible dans la formation des dépôts de carbonates dépourvus d'organismes* (avec observations de A. RIVIÈRE). C. R. S. Soc. géol. Fr. n° 14, p. 371.
- VERNHET, S. (1953): *Sur un mode de cheminement littoral par migration lente de rides obliques ou perpendiculaires*. C. R. Ac. Sci. 237, p. 1268–1270, 16 nov.

15. — EVGUENIJA RUCHINA (URSS): **Lithologische Eigenschaften der Endmoränen.**

Bei der Untersuchung von quartären eiszeitlichen Ablagerungen ist es notwendig, ihren lithologischen Eigenschaften besondere Beachtung zu schenken. Dadurch lassen sich die Bedingungen ihrer Sedimentation und ihrer Diagenese ableiten.

Unter den Gletscherbildungen kommt den Endmoränen grosse Bedeutung zu. Deshalb sollte man der Erforschung ihres lithologischen Aufbaus vermehrt Beachtung schenken. Nach der allgemein verbreiteten Meinung bestehen die Endmoränen aus Geschiebe, das einst der Gletscher mit sich führte. Ausführliche Untersuchungen an Endmoränen haben jedoch gezeigt, dass sie zur Hauptsache aus gut

sortierten Sanden aufgebaut sind, deren Sedimentation zweifellos mit Hilfe von Wasser stattgefunden hat.

Der Autor hat den Aufbau einiger Endmoränen im nordwestlichen Teil der Russischen Tafel untersucht und dabei insbesondere die Endmoränen der Chibinen (Halbinsel Kola) eingehender studiert. Sie gehören ihrer Form und Lage nach zu den typischen Talendmoränen und finden sich in dieser Art oft in Gebirgsländern, wie beispielsweise der Schweiz.

Die genaue Untersuchung solcher Ablagerungen hat gezeigt, dass im Unterbau oberflächlich gut sortierter Endmoräne eine echte Moräne lagert. Auf der Halbinsel Kola ist sie in der Regel sandig und enthält eine grosse Anzahl Gerölle (bis 30–40%). Die Grösse der Gerölle schwankt innerhalb bedeutender Schranken und erreicht oft 60 cm, in einzelnen Fällen sogar 1 m Durchmesser. Einige dieser Geschiebe, besonders die kleineren, zeigen gerundete Formen. Nach dem petrographischen Bestand herrschen die Geschiebe der unterlagernden Gesteine vor. Auf manchen sind Glazialschrammen gut erkennbar. Eine Orientierung der Gesteine konnte nicht festgestellt werden.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist veränderlich und hängt vom Relief des Untergrundes ab, im allgemeinen ist sie aber im Mittelstück des Troges am grössten. Diese Gletscherablagerungen bilden jedoch nur den Unterteil der Endmoräne. Er ist gewöhnlich von feinkörnigen Sanden und Alevriten¹⁾ überlagert, die meist horizontalgeschichtet sind. Die Mächtigkeit einzelner Schichten beträgt meist 2–4 mm. In diesen sandigen Schichten sind ausser feinkörnigen Sanden und Alevriten auch horizontal geschichtete mittelkörnige Sande beobachtet worden, die in der Regel die feinkörnigen Sande überlagern. An einigen Stellen zeigen die mittelkörnigen Sande Wellenfurchen, die jeweils zu linsenförmig eingelagerten Komplexen gehören.

Über diesen Sanden, an einigen Stellen sogar unmittelbar auf der echten Moräne, lagert gewöhnlich grobkörniger, schräggeschichteter Sand, Kies und Geröll. Die Sande sind gut sortiert und fast völlig frei von Ton. Viele dieser Geschiebe, besonders die kleineren, sind gut gerundet und lassen auf einen mehr oder weniger weiten Wassertransport schliessen. Das alles beweist, dass es sich hier auch um Sedimentation in fliessendem Wasser handelt.

Über dieser sandigen Schicht folgen Solifluktions-Ablagerungen, die infolge ihrer schlechten Sortierung einer Moräne gleichen. Diese Ablagerungen, die «Pseudomoräne» genannt werden können, bedecken die ganze Endmoräne. Die Mächtigkeit der Pseudomoräne erreicht an einigen Stellen 3–4 m. Deshalb ist beim Fehlen von guten Aufschlüssen oft angenommen worden, die Endmoräne sei von gleichartigem Bau wie die darüberlagernde Pseudomoräne.

So sind z. B. die Endmoränen der Chibinen von mächtigen Ablagerungen überdeckt, die ihrem lithologischen Bestand und ihrem Aufbau nach nicht zu den eigentlichen Gletscherbildungen gehören, sondern durch diluviale Solifluktion entstanden sind.

Obwohl die Pseudomoränen viel Gemeinsames mit den eigentlichen Moränen haben, unterscheiden sie sich dennoch von den letzteren durch folgende Merkmale:

¹⁾ Russische Einteilung für Korngrössen: 1,0–0,1 mm Sand, 0,1–0,01 mm Alevrit, < 0,01 mm Pelit.

1. Art der Verteilung der Geschiebe.

Hierzu ist zu bemerken, dass bei der Pseudomoräne die flachen, die Talhänge hinunterrutschenden Geschiebe mit ihrer flachen Seite fast immer dem Hang parallel laufen. Dabei bilden sie oft einzelne Anhäufungen von ungleichmässigem Aufbau oder hangparallele Horizonte. In der eigentlichen Moräne sind die Geschiebe bedeutend gleichmässiger verteilt. Ihre Orientierung wird durch die Eisbewegung bestimmt und ist deshalb unabhängig vom Untergrundsrelief.

2. Vorhandensein der Überhüll- und Punktierschichtung.

Durch Abrutschen klastischen Materials entstehen abgerissene Schichtschollen von hangparallelen Geschiebehorizonten oder kleinen linsenweisen Anhäufungen feinkörnigen Materials. Dadurch entsteht eine mehr oder weniger typische Lagerungsform, die als «Punktierschichtung» bezeichnet werden kann.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die «Punktierschichtung» eine Lagerungsform der Talhänge ist mit bis zu 20–30° primärer Schichtneigung. Sie entsteht als oberste Hülle dieser Talhänge, und wir bezeichnen sie deshalb gleichzeitig auch als «Überhüllschichtung». Es kann vorkommen, dass derartige «Überhüll- und Punktierschichtung» über den Hangfuss hinaus noch in die flache Talsohle weiterreichen. In solchen Fällen ist es sehr schwierig, sie von Schmelzwasserbildungen zu unterscheiden, besonders wenn die Verbindung über den Hangfuss hinauf nicht aufgeschlossen ist.

3. Mineralogischer Bestand und Verwitterungsgrad der leicht anwitternden Minerale.

Im Vergleich mit der echten Moräne enthält die Pseudomoräne einen kleineren Gehalt an leicht verwitternden Mineralien. Wenn eine Pseudomoräne aus einer eigentlichen Moräne entstanden ist, so hat das Gesteinsmaterial noch eine zusätzliche Verwitterung erfahren. Hornblenden und andere leicht verwitternde Minerale sind deshalb in der Pseudomoräne seltener. Auch wenn die Pseudomoräne infolge Materialtransports von den Talhängen entstanden ist, unterscheidet sich ihr Gesteinsbestand deutlich von demjenigen einer echten Moräne. Deshalb sollten moränenartige Bildungen stets auch mineralogisch untersucht werden.

4. Regelmässigkeit in der Veränderung der Mächtigkeit.

In Senken vergrössert die Pseudomoräne ihre Mächtigkeit.

5. Lage auf Formen, die auf Absenkung des Untergrundes zurückzuführen sind.

Die Pseudomoräne unterscheidet sich gegenüber der echten Moräne auch dadurch, dass sie sich auf Senken beschränkt. Daraus soll nicht etwa folgen, dass die Pseudomoräne immer nur in Senken des heutigen Reliefs vorkommt.

6. Nur in seltenen Fällen fehlen gerundete Gerölle.

Wenn allerdings die Pseudomoräne wie z. B. in Chibinen das Ergebnis diluvialer Solifluktion ist und also nicht aus einer echten Moräne hervorging, so zeigen die Geschiebe fast keine gerundeten Formen.

7. In einzelnen Fällen kann sie sich auf Ablagerungen befinden, die ihrer Fauna nach postglazial sind.

Die Pseudomoräne liegt manchmal auf fossilführenden postglazialen Ablagerungen. Dies ist zum Beispiel der Fall im nördlichen Teil der Karelien (Knijagaja). Dort überlagert Pseudomoräne tonige Meeresablagerungen mit *Macoma baltica*, *Mytilus edulis*, *Lora pyramidalis*, *Buccinum undulatum*, die nach Prof. M. A. LAVROVA zum Portlandijameer gehören.

Die Endmoränen der Chibinen sind trotzdem sie zur Zeit der Gebirgsvereisung entstanden sind zur Hauptsache Schmelzwasser- und Pseudomoränenbildungen.

Dasselbe konnte auch in anderen Gegenden beobachtet werden.

Sind in einem solchen Gebiet genügend Aufschlüsse vorhanden, so kann meist festgestellt werden, dass Ablagerungen von Wasserströmen, Seen und Pseudomoränen (letztere durch Solifluktion aus echten Moränen entstanden) beim Bau der Endmoränen eine führende Rolle spielen.

In den letzten Jahren hat sich die Vorstellung vom Bau der Endmoränen geändert. Im Jahre 1954 bemerkt dann aber S. A. IJAKOVLEFF, dass «...die Endmoränen an einigen Stellen aus geschichteten Sanden bestehen». Im Jahre 1955 an der Konferenz über Quartärablagerungen der Pribaltischen Republiken und der Belorussischen SSR wurde festgestellt, dass im Aufbau der Endmoränen sandig-kiesige Ablagerungen vorherrschen (BASALIKAS, TSAPENKO, TSCHEPULITE u. a., 1956). Die vom Autor untersuchten Endmoränen des europäischen Teils der UdSSR (Halbinsel Kola, Karelien, Waldaj und andere) gleichen ihrem Aufbau nach denjenigen in Chibinen. Sie befinden sich fast immer in Senken. Zuunterst liegt gewöhnlich die echte Moräne. Sie wird von Ablagerungen fliessenden Wassers überdeckt mit meist horizontalgeschichtetem Geschiebe, so dass also der ganze Komplex in der Regel von Pseudomoränen überlagert ist.

Die Endmoränen sowohl im hohen Norden als auch im Süden zeigen ähnlichen Aufbau. Die Kiewer Geologen WEKLITSCH (1954), RADSIJEVSKIJ und ROMODANOVA (1955) haben festgestellt, dass die Dneprover Endmoränen aus hauptsächlich schiefgeschichtetem Sand, Kies und Geschiebesand bestehen. Deshalb haben die erwähnten Forscher diese Bildungen zu den typischen Osern gerechnet, die von geringmächtiger Moräne überlagert sind. Auf einigen Osern ist die Moräne weggewaschen und nur noch auf den Hügelhängen erhalten. Manche Formen, die früher zu den Endmoränen gezählt wurden, sind Denudationsformen von praequartären Ablagerungen und werden nur von geringmächtigen Quartärbildungen überlagert.

Auch aus andern Ländern werden Endmoränen beschrieben, die hauptsächlich aus Sand bestehen. Hierzu gehören die Saulpasselkas in Finnland (LEUVISKA und andere), viele Endmoränen Deutschlands (WAHNSCHAFFE, WOLDSTEDT und andere) und Amerikas (FLINT und andere).

Somit ist also die Vorstellung, nach der die Endmoränen als Anhäufungen von Moränenmaterial am Eisrand betrachtet werden, nicht ganz richtig. Die ausführliche erforschung des Aufbaus der Endmoränen hat gezeigt, dass sie im europäischen Teil Russlands nicht nur durch Gletscher, sondern auch durch Wasserströmungen, Seen und Solifluktion entstanden sind. Mehrere Endmoränen zeigen terrassenförmigen Bau. An einigen Stellen findet man Abrasionsspuren.

Es ergibt sich somit, dass der Begriff «Endmoräne» veraltet ist und dem tatsächlichen Aufbau der Eisrandbildungen nicht mehr entspricht. Dieser Begriff

ist deshalb nicht mehr zu verwenden und durch den Ausdruck «Eisrandbildung» zu ersetzen.

Diese Eisrandbildung sind wie folgt entstanden:

- a) Zuerst schiebt sich der Gletscher vor, wobei er in den durch den Untergrund gegebenen Senken die grössten Mächtigkeiten erreicht, bleibt dann stehen und lagert die echte Moräne ab.
- b) Der Gletscher schmilzt. Es bilden sich Seen, manchmal sogar unter dem Gletscher. In diesen Seen ist der horizontalgeschichtete Sand abgelagert worden.
- c) Die überfüllten Seen bilden Flüsse, in denen schiefgeschichteter Sand, Kies und Geröll zur Ablagerung kommen. Die Ströme erodieren die Seenablagerungen und stellenweise auch die echte Moräne.

In diesen beiden Etappen wird ausserdem noch Material abgelagert von Bächen die auf der Gletscheroberfläche und unter dem Eis fliessen.

- d) Totales Abschmelzen des Gletschers und Bildung der Ablationsmoräne, später der Pseudomoräne.

Die Hauptverantwortung für die Entstehung von Eisrandbildung tragt das Relief des Untergrundes. Stellt sich dem vordringenden Gletscher ein Hindernis in den Weg, so dass er stationär bleibt, entstehen in den Senken Randbildung und Seen. Handelt es sich um Toteis, so entstehen Kamen.

ЛИТЕРАТУРА

- Басаликас, А. (1954): Основные черты рельефа Латвийской ССР. Тр. регион. совещания по изучен. четв. отл. Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения т. ІУ Вильнюс.
- Веклич, М. Ф. (1954): До питання про кінцеві морени в центральній часті Житомирської області. Геол. журн. изд. Укр. АН ССР т. XIУ, вып. 4.
- Веклич, М. Ф., Радзиевский, В. М., и Ромоданова А. П. (1955): О некоторых так называемых конечных моренах в Житомирской области. Геол. журн. изд. Укр. АН ССР т. 3.
- Герасимов, И. П., и Марков, К. К. (1949): Четвертичная геология. Учпедгиз.
- Цапенко, М. М. (1954): Стратиграфия плейстоценовых отложений Белорусской ССР. Тр. регион. совещания по изуч. четв. отл. Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения. т. ІУ. Вильнюс.
- Чепулите, В. А. (1954): Геоморфологическая карта Литовской ССР. Тр. регион. совещ. по изуч. четвертичн. отлож. Прибалтики и Белоруссии. Научные сообщения т. ІУ Вильнюс.
- Яковлев, С. А. (1954): Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Всес. науч.-исслед. ин инст. Гостехиздат.
- FLINT, R. F. (1947): *Glacial geology and the Pleistocene epoch*. New York.
- LEIVISKA, J. (1920): *Der Salpausselka*. Fennia 41.
- (1951): *Drei eiszeitliche Randmoränen*.
- WAHNSCHAFFE, F. (1909): *Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes*. Stuttgart.
- WOLDSTEDT, P. (1954): *Das Eiszeitalter*. Berlin.

16. — GENE A. RUSNAK (The University of California, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, California): **Sediments of the Laguna Madre of Texas, U. S. A.**

ABSTRACT

The Laguna Madre presents an intriguing problem in sedimentation along the Gulf Coast of Texas because it is a long, narrow, and shallow lagoon situated in a semi-arid climatic belt. The Laguna Madre is bordered by Quaternary clays and associated coastal plain deposits on the west, and by a wide Recent barrier island on the east. Lack of major entering streams, restricted tidal inflow, and division of the lagoon by the broad central barrier flats, which are exposed throughout most of the year, results in specific hydrographic and physiographic regimes.

Four major areal subdivisions of the Laguna Madre can be made which in the sediment types reflect the differences of hydrography and physiography¹). These areas are: 1) the northern Laguna, which is typified by very high salinities (40–80‰), depths of 1–2 feet, predominance of sand, shelly sand, and very local deposits of gypsum and oolites; 2) Baffin and Alazan bays, with extreme variations of salinity (1–80‰), depths of 6–10 feet, and predominance of clay; 3) the upper end of the southern Laguna, with moderately high salinities (40–60‰), generally shallow depths of 1–2 feet, and with sand on the eastern side to silts and clays on the western side; 4) the lower end of the southern Laguna, with nearly normal salinities (rare extremes to 45‰), depths of 3–5 feet, and variably silty sands.

The general pattern of sediment distribution is broken only by such factors as local depressions and nearness of rivers or inlets. Local depressions behave as settling basins for silts and clays. River areas have large quantities of river-contributed silt and clay, and the flushing of tidal inlets is reflected in the gradational tongue of sandy to silty and clayey sediments leading away from the inlet.

Aragonitic oolites and shell sands are confined to the mainland beaches and appear to be related only to the present shoreline. The oolites are most abundant on the shorelines of the northern Laguna. The occurrence of aragonitic aggregates, on the other hand, is more widespread and is considered as evidence of the precipitation of this carbonate in the northern Laguna.

Cryptocrystalline gypsum aggregates are common but appear in greatest abundance on the shallow barrier flats. Evidence from dredgings of the intracoastal ship canal indicates, however, that large gypsum rosettes have developed within the sediment.

Immediate source of the quartzose sand (less than 5 per cent feldspar) is the dune complex of the barrier island. This sand is transported into the lagoon by wind action and washover storm waves from the Gulf of Mexico, over the barrier island.

Borings indicate that the thickness of Recent materials deposited after the post-glacial rise in sea level is only about ten to twenty feet.

1) A fifth area, consisting of the broad barrier central flats, has not been considered here because of incomplete sampling.

17. — RICHARD J. RUSSELL (Louisiana State University, Baton Rouge 3, Louisiana): **Long, Straight Beaches¹**

ABSTRACT

Long, straight beaches are not evidence of rising land. They commonly protect an inner shoreline of submergence. They develop in a comparatively short time, and all originated not earlier than the present stillstand of sea level which is not over 5–6000 years old, along coasts where relatively unconsolidated rock is exposed to wave attack. Their straightness indicates

1) Much of the fieldwork upon which this paper is based was made possible by financial support from the Geography Branch of the Office of Naval Research as Project No. N7onr35608, Task Order No. 388002, under contract with the Coastal Studies Institute of Louisiana State University.

smoothing of coastal outlines, suggesting landward migration, but they also occur on coasts that are building seaward. There is no genetic significance in the fact that many lie offshore, because offshore and mainland beaches are commonly contiguous. Some are tombolo-like in being anchored in place by erosion-resistant materials.

Gulf Coast Beaches

Long, straight beaches characterize the coast of the Gulf of Mexico between Túxpan River, Vera Cruz, and Cape San Blas, Florida, a distance of well over 1000 km. For more than 500 km, between the Rio Grande and Bolivar Peninsula, Texas, the straight beach lies some distance away from an inner shoreline which displays evidences of drowning associated with the Recent rise of sea level. From Bolivar Peninsula eastward to Marsh Island, Louisiana, the straight beach continues along the mainland for a distance of 275 km. An interruption in its continuity occurs where the shorelines wind irregularly around the latest deltas of the Lower Mississippi River for some 400 km. To the east, along the coast of Mississippi, Alabama, and Florida, straight beaches extend for another 400 km, along the mainland coast for considerable distances and also on offshore islands that lie Gulfward from an inner shoreline which is sinuous at many places.

In literature, some of these long, straight beaches are called barrier beaches, offshore bars, or barrier islands. "Bar" is hardly appropriate for a feature such as Padre Island, Texas, which is more than 200 km in length. "Barrier" and "offshore" have no relevance from a genetic standpoint for beaches that continue without interruption along mainland coasts for long distances. Whether they lie offshore or on a mainland coast, the beaches under discussion have in common, length, straightness, and development along relatively low, flat coasts where rock exposed to wave attack is poorly consolidated.

The long, straight beaches of the Gulf Coast vary in composition from coarse silt to medium sand as a rule, but everywhere include the coarsest materials available locally to wave and current transport, such as large shells, refuse from ships, relics from wrecks, gravel in some localities, and blocks of heavy clay or marsh peat. These heterogeneous materials are deposited during high seas and storms, to be winnowed during more tranquil times into a residue which retains all of the coarse but lesser amounts of the finer sediments of the original deposit.

Beach sections commonly overlie older geological deposits at depths of 10 m or less along the Gulf Coast. In recently disturbed areas the beach sand may be only a thin veneer which is subject to seasonal removal, but this is exceptional. Ordinarily the beach sand is from 1 to 10 m thick at the shoreline, and may be heaped by wave and wind into beach ridges and coastal dunes which rise as high as about 3 m above sea level.

Though the beaches under discussion gradually swing around the coast of the Gulf of Mexico so that their trends differ more than 90° between Mexico and Florida, for any particular section, such as a distance of 50 km, they are relatively straight and smooth in contour. Waves have blunted or removed most initial points or promontories. In western Louisiana the shoreline has been driven across a low, alluvial mainland at rates such as 200 m per century. The Chandeleur

Islands, 35 km offshore, east of the delta of the Lower Mississippi, are moving landward at a spectacular rate, which appears to be on the order of 2 km per century at the northern end of the arc (RUSSELL, 1948).

Accelerated coastal recession occurs as a result of hurricanes and other severe storms. In June, 1957, a hurricane struck the coast of western Louisiana with full force. Much beach and underlying material was carried well inland, across low marsh, where it was deposited. But the ultimate results of the hurricane, which are under close study²⁾, are complex. The initial post-hurricane beach was deficient in sand and coarse material, and as sand supply is limited along this part of the coast, several years will elapse in all probability before offshore profiles attain relative equilibrium and shoreline recession comes to a comparative halt. The ultimate result of the storm will be much more of a shift in shoreline than occurred initially. It may be some centuries, at least, until the sand lost to the marsh will be recaptured by this beach. The shore must be shifted inland for several kilometers.

The inner shoreline of the Gulf of Mexico is quite sinuous and complicated for a strand on a low, alluvial coast, where the terrain commonly slopes only 5 cm/km. Considerable local relief evolved during the latest lowstand of Pleistocene seas, so that during the final stages of the Recent rise estuaries extended back into low valleys and typical drowned topography was created, on an appropriately subdued scale. Relatively poor development of beaches has occurred along this inner shoreline, but the estuaries are impressive. Baffin and Galveston bays, of the Texas coast, extend inland for about 60 km. The former displays conspicuous three-pronged ramifications of a drowned valley system. The coasts of all Gulf Coast states eastward exhibit similar features. Mobile Bay, Alabama, originally extended well over 120 km inland and, after rapid alluviation which developed widespread swamps and marshes, retains a water surface penetrating the land for some 60 km. Pensacola and Choctawhatchee bays of Florida have lengths approaching 50 km. This inner shoreline is protected by offshore barrier islands. Where long, straight beaches occur on mainland coasts the original shoreline has been lost to wave attack. Poorly developed beaches along the inner shoreline evidence the rapidity with which the offshore beaches were created, once sea level reached its existing stillstand.

Levels of Land and Sea

The idea that long, straight beaches indicate rising land (shorelines of emer-
gence) is completely erroneous. As in the case of the world's shorelines generally-
the coasts on which they have developed are dominated by the effects of a rise of
sea level which amounted to at least 126 m. (RUSSELL, 1958; FISK & McFARLAN,
1955), and which probably occurred during the past 18000 years, with accelerated
rate between 12000 and 6000 years ago (RUSSELL, 1957). The inner shoreline of the
Gulf of Mexico is a geographical expression of this rise. Deep-stage valley systems
and trenches across the continental shelf to pre-Recent levels of the Gulf are geo-
logical evidences.

²⁾ By J. P. MORGAN and L. G. NICHOLS of the Coastal Studies Institute, who are repeatedly surveying profiles along lines established some five years prior to the hurricane.

Near larger deltas the inner shoreline is not evident for the reason it has been submerged. Bench marks at Southwest Pass of the bird-foot delta of the Lower Mississippi indicate a rate of subsidence approaching 3 m per century. At Head of Passes, some 35 km inland, the rate is 0.7 m. Indian middens in central and eastern Louisiana have subsided to levels such as -3 m, during probably not more than 20 centuries. Similar effects occur in the vicinity of Mobile Bay. Local and regional subsidence, as well as compaction of sediments, result in creating interruptions in the continuity of the inner shoreline and, with the added factor of rapid alluviation in the vicinities of larger deltas, break the continuity of long straight beaches.

Long, straight beaches extend westward along the shore of the Gulf of Lions from the Rhône Delta to the Pyrenees. They are interrupted at places by local promontories. This shoreline is characterized by poorly indurated Tertiary or Quaternary bedrock. In sharp contrast, the coast east of the Rhône Delta is highly irregular in outline and is characterized by forms typical of shorelines of submergence. It is apparent that during the present relative stillstand of the Mediterranean Sea, wave attack has been unable to straighten or dominate most of the "hard-rock" Cretaceous, Jurassic, and older-rock coast east of the delta. It is completely absurd to postulate on the basis of shoreline patterns that the Rhône Delta lies on an axis, to the west of which land has been rising and to the east of which it has been sinking. The coastwise horizontality of Quaternary terraces rules out the possibility.

The contrast in shorelines along the Mediterranean coast of France resembles that on the opposite sides of the Baltic Sea, between the irregular coasts of Finland and Sweden and the comparatively smooth coast to the south, or between the irregular coast of Maine and the smooth coast of Texas. In all cases the correlation is with resistance of rock to wave attack. In many instances irregular coasts are known to be rising in response to removal of ice-load, and some of the smooth coasts are actually subsiding.

Evolution of Louisiana Beaches

The history of the long, straight beaches of western Louisiana illustrates complexities which may be associated with the development of a smooth shoreline. During the last 4000 years it is highly probable that in an overwhelming majority of individual years wave erosion has been driving the shoreline inland, yet during that period the shoreline has shifted Gulfward, by a maximum of about 40 km. Long periods of coastal recession have been interrupted by short periods of coastal advance. Changes between one condition and the other have been related to deficiency or surplus of available sediment. These contrasts, in turn, have depended on the position of the mouth of the Lower Mississippi River, which has varied in coastal position by some 430 km. The point may not be emphasized too strongly that river mouth position has not depended on coastal changes. It was determined by a history of river diversions which occurred as far inland as 400 km, and by the topography of the alluvial valley that has located new courses leading toward the coast.

About 4000 years ago the Lower Mississippi followed the western wall of its alluvial valley in southern Louisiana and debouched centrally on the coast. Surplus sediment was supplied in quantity to currents with westward set. The coastal marshes of western Louisiana were well nourished and grew rapidly into the Gulf. Somewhat over 2000 years ago, a river diversion in northern Louisiana directed the Lower Mississippi to the course which it follows today, along the eastern valley wall. The supply of sediment became deficient in western Louisiana, so that wave attack became dominant and the shoreline was driven inland, the width of the coastal marsh belt was narrowed, the coast was straightened, and long, straight beaches developed. The history of western Louisiana shorelines during the last 40 centuries is more complex than one of involving only a single widening followed by a single narrowing of the marsh belt. There were several alternations between abundance and deficiency in the supply of sediment, with the net result that the shoreline has advanced Gulfward, as much as 40 km. Several broad shifts of the river mouth were involved.

The record of alternations between advance and retreat of the western Louisiana coast is preserved by half a dozen major cheniers; low ridges of long, straight beach deposits that rise as much as 3 m above the level of the surrounding marsh (RUSSEL & HOWE, 1935). Older members of the series lie inland as far as 16 km, are most submerged, and exhibit most pronounced effects of leaching and soil development. Future exploration may result in finding other members of the chenier series farther inland, completely blanketed by marsh deposits. Each chenier indicates the position of the shoreline when it functioned as the active beach. Older cheniers are truncated by younger, but there is striking parallelism not only between all members of the series but also with the trend of today's Gulf beach.

An interesting development in western Louisiana shoreline history which illustrates the effect of inland events on coastal history was initiated recently (MORGAN, VANLOPIK, & NICHOLS, 1953). The huge Atchafalaya Basin, which lies between the western and eastern meander belts of the Lower Mississippi River, has been in process of alluviation for several thousand years, but most intensely during the last century as a result of artificial "improvements" which were designed to promote navigation. As a result of channel clearing and dredging, the main river has gained in volume, decade after decade, so that now it carries more than one quarter of the discharge of the Lower Mississippi during floods (FISK, 1952). Within the last 50 years most of the lakes of the Atchafalaya Basin have been filled and extensive areas of land have been alluviated to depths of 5 m or more. More uniform gradient has been established along the Atchafalaya River, which with the filling of settling basins, accounts for notable amounts of fine sediment reaching the coast. The results first became evident along the coast in about 1950.

Atchafalaya sediment is now being transported in quantity by near-shore currents to the coast of western Louisiana, where it is actively building a mudflat along the Gulf side of the beach. The front of the deposit has advanced westward about 140 km, and in places the mudflat has a width of several hundred meters. On older parts of the surface, *Spartinas*, *Salicornias*, and other pioneer, salt-tolerant plants have gained foothold, establishing a succession which will lead to a

typical salt-marsh association. The mudflat is the initial stage of development of a new coastal marsh belt, and the beach of pre 1950 to the east and of subsequent years to the west is in process of being converted into a chenier.

Cheniers are commonly associated with long, straight beaches, not only in Louisiana but in any place where large, sediment-charged rivers reach alluvial coasts, as in the Guianas. Coastal mudflats temporarily interrupt the continuity of long, straight beaches, but periods of marsh widening are comparatively short and shifting as to locale, and shorelines developed in marsh deposits are so readily driven landward under wave attack, they are subject to straightening and beach accumulation during most centuries.

Atlantic Beaches

The Atlantic Coast between New York and southern Florida is characterized by long, straight beaches for most of its length. While parts of this coast have been regarded as classic examples³⁾ of emerging land, such is not the actual case. The estuary of Chesapeake Bay extends inland for some 300 km, and other great estuaries, both active and alluvially drowned, characterize much of the Atlantic Coast. Even in Florida, where there are few rivers and much of the surface consists of limestone or deep layers of residual sand, St. Johns River is in reality an extremely long, tidal estuary. Depth of Recent alluvium and the presence of submerged valley systems reflect the same rapid rise of Recent sea level that has been demonstrated along the coast of the Gulf of Mexico by FISK & MCFARLAN (1955), LE BLANC & BERNARD (1954), and others.

Atlantic beaches, like those of the Gulf Coast, lie both along mainland coasts and offshore. The Outer Banks, in the vicinity of Cape Hatteras, reach a point about 60 km from the mainland. The beach lies offshore along half of the coast of Florida. Straight beaches also occur on the southern shore of Long Island, the eastern shore of Cape Cod, and on a small scale at various places along the coast of New England. What the long, straight beaches have in common is relatively unconsolidated rock exposed to wave attack; Tertiary or Quaternary sediments along most of the Atlantic Coast to the South of New York, and glacial deposits farther up the coast.

Tombolo-like Modifications

Though some of the Atlantic beaches are migrating landward, there are interesting exceptions. As along the Gulf Coast, the beaches which are being driven inland, whether offshore or not, commonly overlie some other type of material at depths of about 10 m or less. The depth of beach deposit, however, is considerably thicker in localized instances, as at "break-throughs", resulting from individual hurricanes or prolonged high seas along the Outer Banks of North Carolina, where underlying materials have been scoured to depths of as much as

³⁾ A generation of American geologists received laboratory instruction based on the 100 Quadrangles selected to illustrate physiographic forms by WILLIAM MORRIS DAVIS. Barnegat and Cape May, New Jersey, were used to illustrate «shorelines of emergence».

25 m, and later covered with sand. Some beaches differ from this pattern in being anchored in place. These are not moving landward and they may have beach sections which are much thicker than those of the ordinary long, straight beach.

The straight beach of Plum Island, on the northern coast of Massachusetts, is essentially a compound tombolo, held in place by drumlins in the south and by masses of heavy clay at shallow depth in the north. Typical beach sands were found as deep as 14 m in borings. To the immediate west is Plum Island Sound, a wide area which is being filled rapidly by marsh deposits. Unconformably below both beach deposits of the island and marsh deposits of the sound is an extensive heavy clay that was deeply trenched and irregularly eroded during the last low-stage of Pleistocene seas. A narrow zone, at most a few hundred meters wide, of interfingering beach and marsh deposits separates the typical beach section of the island from typical marsh deposits of the sound. It thus appears that the straight beach of Plum Island differs from the migrating beach of western Louisiana in that it retains a relatively fixed position for the reason that it is anchored in place by drumlins and shallow masses of heavy clay. Only by eroding back the seaward face of the drumlins could the southern end of Plum Island be driven inland across marsh deposits or by the removal of the clay to the north could that end of the beach migrate. During at least the final stages of rising Recent seas Plum Island appears to have been located at essentially the same place. This conclusion is supported by the history of Plum Island during two severe hurricanes in the summer of 1954. Under vigorous wave attack the island lost tremendous quantities of sand, but within a few days the sand was restored and the beach attained practically its pre-storm shape and location. This little episode appears to be typical of a history that extends back into a time of somewhat lower sea level. The same reasons existed then as now for anchoring the beach in its present location.

Not enough is known about the geology of the Outer Banks to formulate a detailed account of their recent history. The sharp change in the direction of long, straight beaches at Cape Hatteras, and relatively smaller variations in trend elsewhere, however, suggests a tombolo-like control which holds the beach away from the mainland. Cape Hatteras is flanked on its seaward side by one of the broadest shoals along the coast, which appears to be the same erosion-resistant material that holds the cape in place. A straight beach to the north of the cape is migrating landward, while a southwestward-trending beach on the other side of the cape is growing seaward, and is doing so at a comparatively rapid rate. This is one of many examples of long, straight beaches that are widening and pushing their shorelines seaward.

About 40 km north of Cape Hatteras an abrupt change in the trend of the Outer Banks occurs behind a wide shoal, which suggests the presence of erosion-resistant material. The beach still farther north is practically straight both as an offshore feature on the outer sides of Pamlico, Albemarle, and Currituck sounds, and as a mainland feature leading toward Cape Henry, Virginia.

The main capes and abrupt changes in trend of the Outer Banks appear to be localized by erosion-resistant materials that anchor beaches and prevent their landward migration as effectively as the drumlins of Plum Island. In this regard,

the long, straight beaches are tombolo-like. The resistant material along the Outer Banks is probably heavy clay, samples of which are cast up as large blocks along the beach near offshore shoals. Polen analyses of the clays of the Outer Banks and nearby mainland reveal the presence of several conifers which today live in much colder climates⁴⁾. It thus appears that the geographical position of the Outer Banks has been determined to a large degree by remnants of a Pleistocene clay formation, but to refute or confirm this suggestion will require more precise subsurface geological information than we have at present.

Conclusion

Long, straight beaches are not evidence of rising land. They commonly protect and preserve an inner shoreline of submergence which was formed when rising Recent seas reached their existing stillstand. The straight beaches develop in a comparatively short time along coasts where relatively unconsolidated rock is exposed to wave attack; in less than 6000 years. Their straightness indicates smoothing of coastal outlines, suggesting landward migration, but they also occur on coasts that are building seaward. There is no genetic significance in the fact that many lie offshore, because offshore and mainland beaches are commonly contiguous. Some are tombolo-like in being anchored in place by erosion-resistant materials.

BIBLIOGRAPHY

- FISK, H. N. (1952): *Geological investigation of the Atchafalaya Basin and the problem of Mississippi River diversion*. Waterways Experiment Station, Vicksburg, Miss., 2 vol., 145 p.
- FISK, H. N., & MCFARLAN, E., Jr. (1955): *Late Quaternary deltaic deposits of the Mississippi River*, p. 279-302, in, Poldervaart, A., Editor, *The crust of the earth*. Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 62, 762 p.
- LEBLANC, R. J., & BERNARD, H. A. (1954): *Résumé of late Recent geological history of the Gulf Coast*, Geol. en Mijnbouw, (n. s.), 16^e Jg., 185-194.
- MORGAN, J. P., VAN LOPIK, J. R., & NICHOLS, L. G. (1953): *Occurrence and development of mud-flats along the western Louisiana coast*. La. State Univ., Coastal Studies Inst., Tech. Rept. 2, 34 p.
- RUSSELL, R. J. (1948): *Coast of Louisiana*, Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. Hydrol. 57, 380-394.
- (1957): *Instability of sea level*, Amer. Scientist 45, 419-430.
- (1958): *Geological geomorphology*, Bull. geol. Soc. Amer., 69, 1-22.
- RUSSELL, R. J., & HOWE, H. V. (1935): *Cheniers of southwestern Louisiana*, Geogr. Review 25, 449-461.

⁴⁾ Personal communication, Professor CLAIR A. BROWN, who has studied both the polens and the botany of the Outer Banks, in preparation for a report to be published by Louisiana State University Press.

18. — FRANCIS P. SHEPARD (University of California Scripps Institution of Oceanography La Jolla, California): **Sediment Environments of the Northwest Gulf of Mexico¹⁾**. With 6 text figures.

ABSTRACT

Study of a large suite of samples from the shallow water areas of the northwest Gulf of Mexico has provided criteria which should be helpful in determining the environments of dep-

¹⁾ This investigation was supported by a grant from the American Petroleum Institute, Project 51.

osition of many ancient sediments. Among the criteria which have proven most useful for identifying bays are the oyster reefs, the interfingering silty clays and clayey sands, and the small number of species compared to the open shelf. The barrier islands are characterized by their high sand content and their mixture of open shelf and bay faunas. The continental shelf sediments are distinguished by their content of glauconite, echinoid fragments, and planktonic Foraminifera (outer shelf), all of which are very scarce in the bays. The deposits around the mouths of rivers are characterized by their high wood content, their abundance of mica, and their good lamination.

INTRODUCTION

Starting in 1951 the sediments of the northwestern Gulf of Mexico have been studied intensively under a project given to Scripps Institution of Oceanography by the American Petroleum Institute. In the seven years that have followed, numerous field trips have been made to collect several thousand samples, mostly cores. These samples have been studied by a group at Scripps Institution with some help from other scientists.

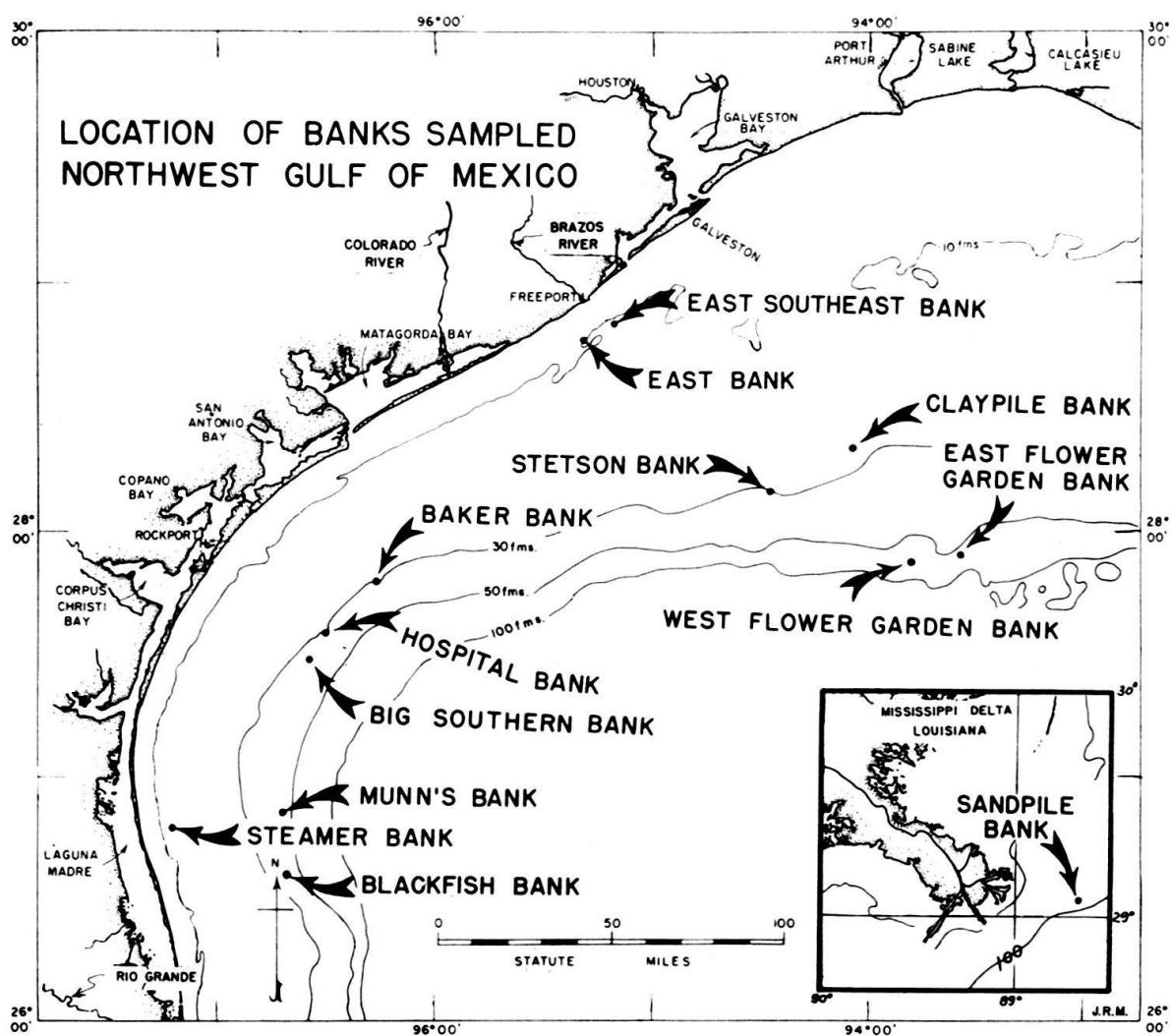


Fig. 1. Showing the general area from which samples were derived. Note that there is a gap of 150 miles between the main chart and the inset showing the Mississippi Delta.

Areas for field collections included: 1° the margins of the Mississippi Delta, 2° the bays and barrier islands of the central Texas Coast, 3° the Laguna Madre, an elongate lagoon of southern Texas, and 4° the continental shelf from the Mississippi Delta to the Mexican border (see Fig. 1). These were chosen because they represent contrasting facies of deposition in the same general area, where subsidence has led to the formation of a sedimentary column with an average thickness under the present coast of at least 5,000 meters. The Mississippi Delta margin is an area of particularly rapid deposition where the huge river enters the sea. The bays of the central Texas coast are receiving smaller amounts of sediment from streams and from the barrier islands which border them. These bays differ from the Laguna Madre to the south in having relatively low salinity whereas the Laguna in a semiarid area has high salinity and no entering streams of appreciable size. The continental shelf receives only small supplies of sediments except relatively near the four large rivers which empty directly into the Gulf rather than into bays. Currents and waves play an important role in distributing the shelf sediments but are much less effective in the protected bays. Also the stable salinity and temperatures in the shelf waters form a marked contrast to the other environments.

MISSISSIPPI DELTA MARGIN

The Mississippi is the only large river in the world which has built a delta completely across the continental shelf. In the past 70 years it has advanced about eight miles into the Gulf over a wide area on the northeast side of the birdfoot-shaped delta (Fig. 2). It is building forward with a gentle foreset slope, not over one-half degree in inclination. On the shelf beyond the foreset slope much slower deposition is occurring both to the east and to the west of the delta.

The deltaic deposits seem best divided onto topset, foreset, and bottomset (Fig. 3). The topset beds are forming as natural levees, as marsh deposits, as shallow interdistributary bay deposits (between the levees), and as delta front platform deposits in a narrow band around the advancing distributaries. Except for the marsh deposits most of the topset beds are well laminated, consisting of alternating silty clay and very fine sand or coarse silt. Where distributaries have been abandoned, the waves along the coast are converting these mud and sand deposits to well-sorted fine sands which have become barrier beaches and in some cases barrier islands. Otherwise the delta marginal deposits have a conspicuous scarcity of clean sands.

The foreset beds differ from the topset in having a much higher content of silt and clay. Also the lamination is virtually absent in the slope deposits. The bottomset beds are largely silty clays, but they differ from the topset and foreset in having a much higher content of Foraminifera, echinoid fragments, and shells, all of which are very scarce in the more rapidly accumulating deposits nearer the delta.

All of the deltaic sediments are conspicuous in their high content of wood fibres and other plant materials. Mica is much more common than in the non-deltaic sediments of the Gulf coast. Small orange-colored aggregates are found abundantly among the constituents of the coarse fraction. Each of these three items becomes very scarce out beyond the margin of the deltaic deposits.

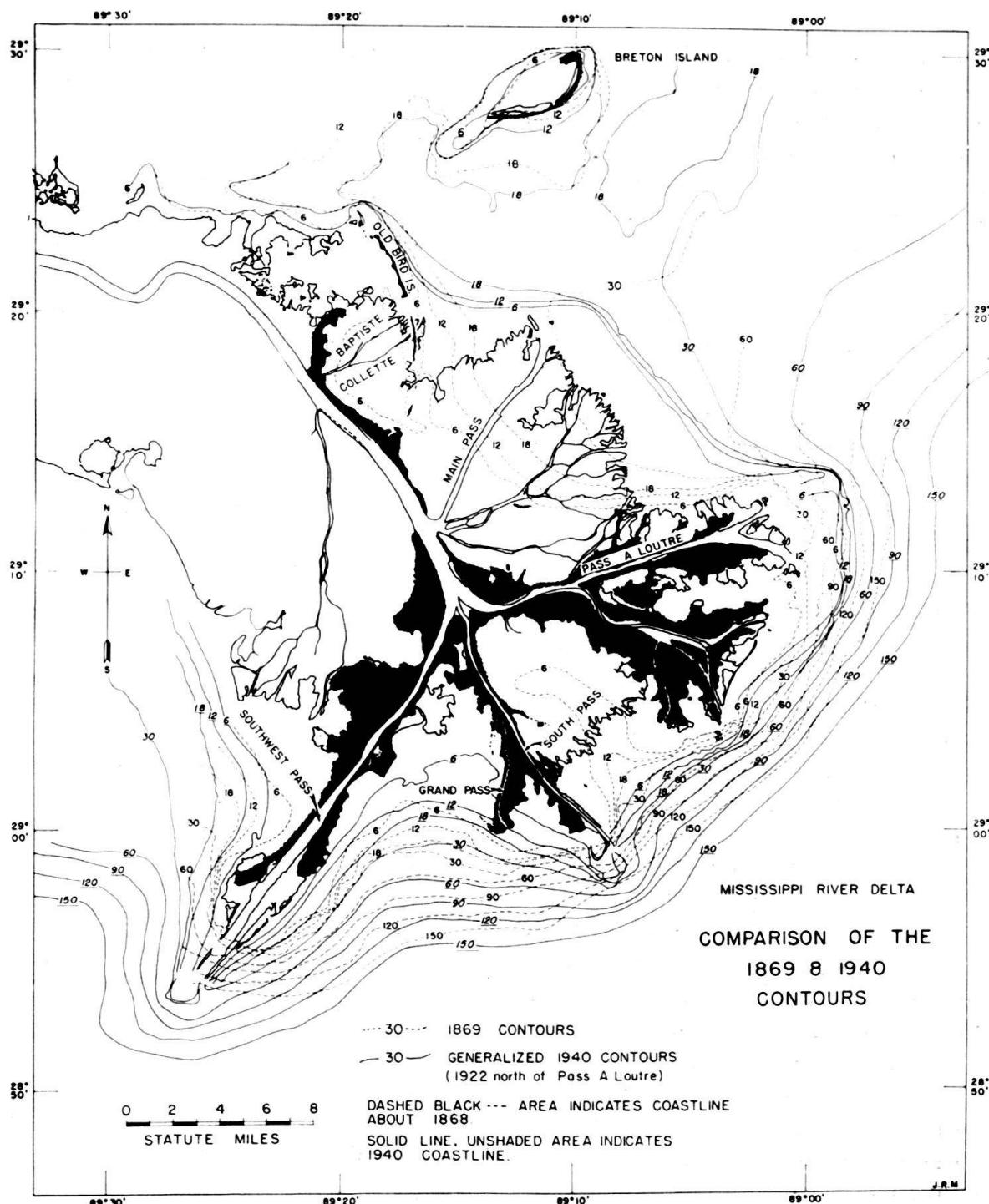


Fig. 2. Showing the growth of the Mississippi Delta since 1869, along with generalized depth changes on the adjacent sea floor.

Borings in the Mississippi Delta have shown various cycles of deposition related to the changing sea levels of the Pleistocene and to a general subsidence of the deltaic area. From a series of these borings made by the Engineers Corps of the U.S. Army, we have been able to determine the sequence of events during the rising sea level at the end of the last glacial stage. The sea first advanced over

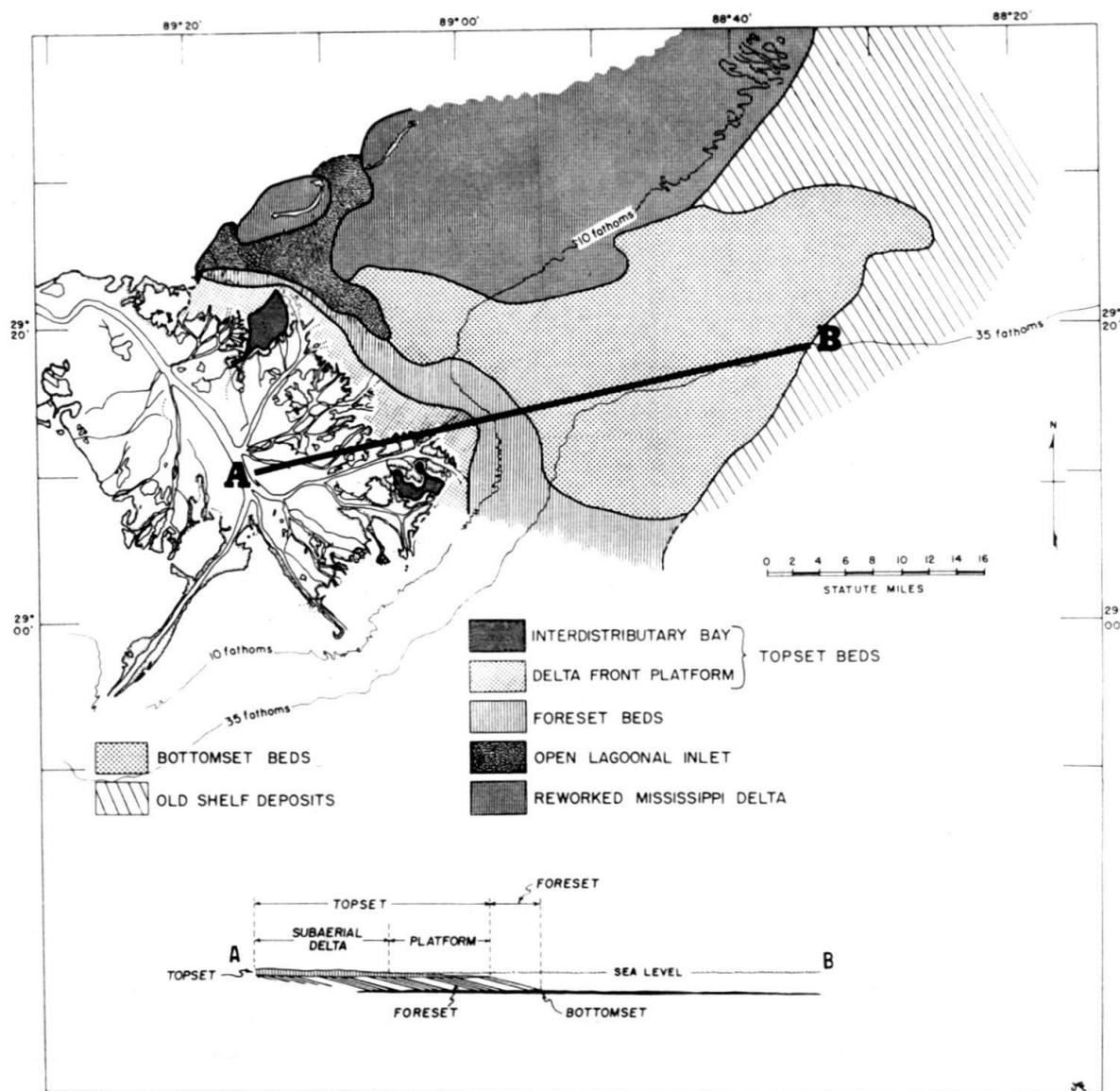


Fig. 3. Illustrating the depositional environments to the east of the Mississippi Delta. The cross section illustrates the relationship of these environments to the topset, foreset, and bottomset beds. The vertical is considerably exaggerated in this profile.

the area on the east side of the delta so that continental shelf deposits were forming. Then the river built out onto the shelf and formed a delta. After the abandonment of this delta about 2,000 years ago a portion was slowly submerged and covered by sand deposits, whereas the outer delta has been converted into sandy barrier islands which have built upward to keep pace with the submergence forming the Chandeleur Islands and Breton Island.

CENTRAL TEXAS BAYS

The bays along the Texas coast inside the barrier islands have a depth which is rarely greater than three meters. These bays include lagoons which extend along the coast directly inside the barrier islands, and estuaries which occur at the

mouths of a number of the Texas rivers. Each of these rivers, however, is engaged in filling the estuaries. In addition the fill within the bays, aside from the advancing deltas, averages approximately 0.3 meters per century so that from the combined causes the virtual elimination of the bays in a few hundred years can be anticipated unless the fill is offset by a sea level rise or land subsidence.

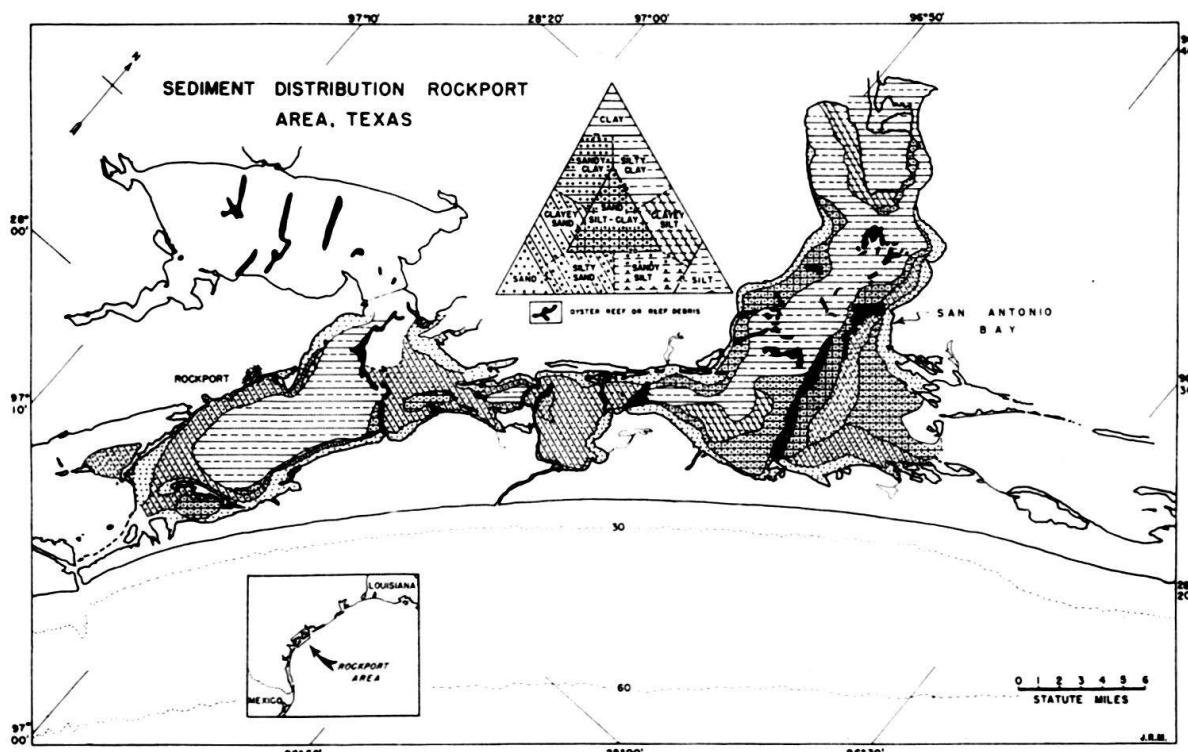


Fig. 4. Showing the nature of the sediments in the bays of a central Texas area. Types are related to percentages of sand, silt, and clay as shown in the triangle diagram. Locations of oyster reefs are also indicated.

The bay deposits (Fig. 4) are commonly silty clays except near the barrier island inlets or at places where washovers from the Gulf have occurred during hurricanes when the sea level rose and crossed the low divides of the islands. As a result the outer or lower bays have sandy sediments with considerable quantity of clay and shells, but very little silt.

Most of the bay deposits are unstratified. Lamination occurs only near the river mouths. The stratification and lamination in the rest of the bays are apparently eliminated by bottom-living organisms which churn up the sediment and destroy the stratification. Near the river mouths, however, the fresh water inhibits the growth of the organisms and also the deposition is somewhat faster so that the stratification may be preserved, although it is not always found in the cores.

The oyster reefs are features particularly characteristic of the central portions of the bays where the salinity is intermediate between river and ocean water. These form ridges consisting of oyster shells and mud. Many of the reefs rise to the surface and form shell islands while others form shoals which are hard to avoid in navigating in small boats through the bays. The reefs should form an impure

limestone if they are converted into rock. A considerable percentage of the muds brought into many of the bays by the rivers consist of particulate calcium carbonate, having been transported as the erosion product of the chalk formations, and this adds to the high carbonate content of the oyster reefs.

Borings show that the bay deposits have considerable thickness. Under San Antonio Bay oyster reefs have been traced to a depth of 60 feet and silty clays with bay faunas occur at depths of as much as 80 feet. During part of this deposition the bays were apparently more connected to the open Gulf than at present.

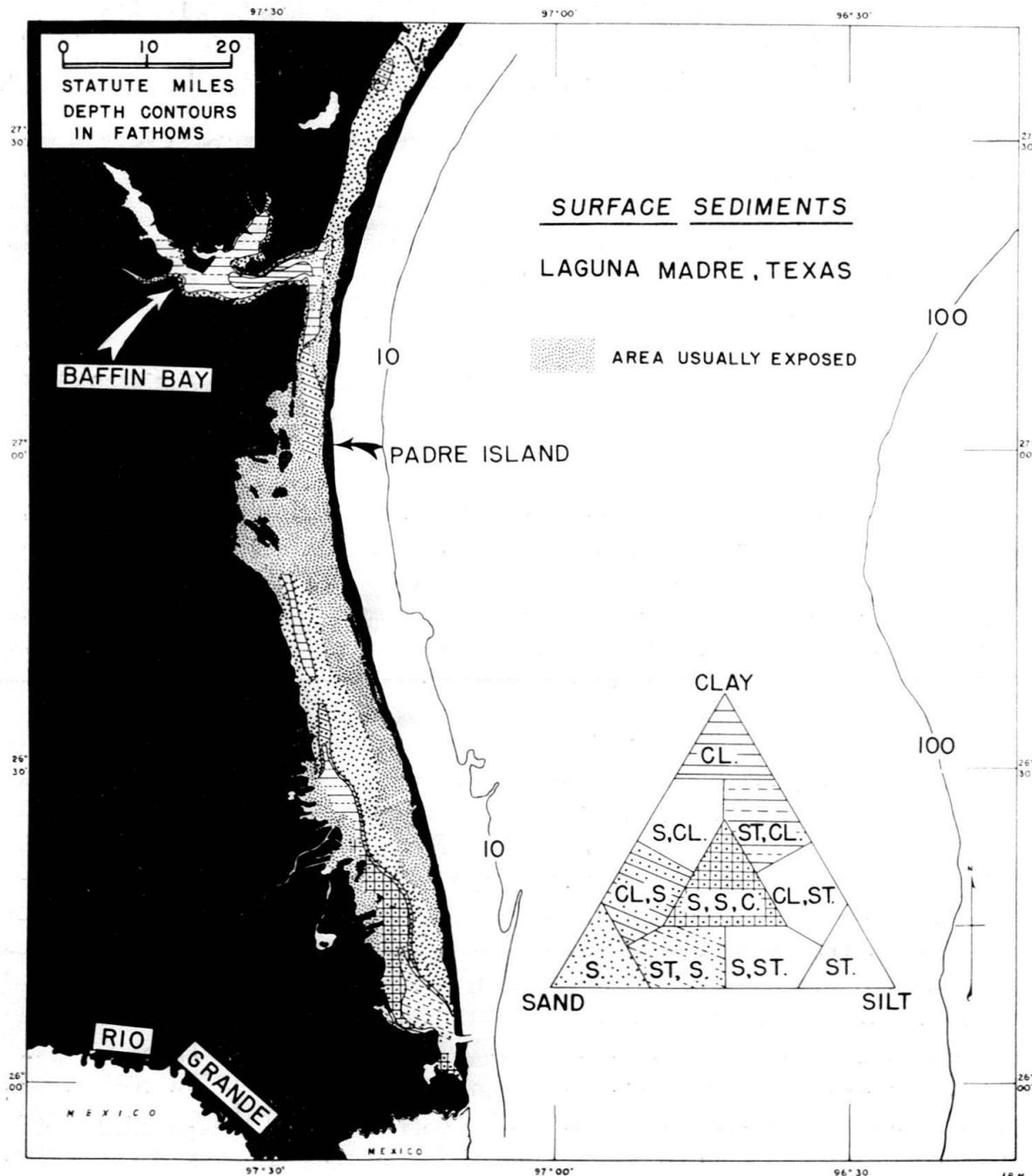


Fig. 5. Sediment distribution in the Laguna Madre based on sand-silt-clay content. Note that the central part of the Laguna Madre is usually exposed, being covered only during strong southerly winds.

LAGUNA MADRE

Inside Padre Island a lagoon extends for 200 kilometers along the southern coast of Texas (Fig. 5). The central part of this lagoon has recently become filled so that it is covered by water only during unusual wind conditions. The only continuous water connection along the length of the Laguna Madre is, therefore, the intracoastal canal in which a channel is maintained to a depth of four meters. To the south the Laguna is connected to the ocean through the inlet at Port Isabel. The northern Laguna is connected with Corpus Christi Bay and, hence, to the Gulf at Aransas Pass. The considerable distance between inlets combined with the semiarid condition and the absence of major streams entering the Laguna, results in high salinity. Much of the bay has salinity of 60 parts per thousand or more, with particularly high measurements being obtained in Baffin Bay, an estuary without any entering stream. Despite the high salinity, fish are very abundant in the Laguna, in fact, it is the best source of fish along the entire Texas coast.

The sediments of Laguna Madre which have been studied by G. A. RUSNAK of Scripps Institution differ from those of the central Texas bays in having a much higher content of sand. The chief transporting agent is the wind which blows sand in from the dunes of Padre Island. In addition occasional washovers from the Gulf occur during times of high sea level, mostly hurricanes. A few of the deeper portions of the Laguna and of Baffin Bay have muddy sediments, part of which have more than 75 per cent of clay. Among the sands there are many grains which are coated with calcium carbonate and in some places oolites are found with a quartz nucleus. Several feet below the bottom gypsum rosettes have been dredged and these are exposed in the spoil banks along the intracoastal canal. Stratification is much less disturbed in the Laguna Madre sediments because the bottom conditions are not generally favorable to burrowing organisms which abound in the other bays. In some of the shallow portions an algal mat has formed on the surface which causes stagnant conditions and the production of H_2S and black colors underneath.

BARRIER ISLANDS

Wide barrier islands (formerly referred to as offshore bars) extend along almost the entire Texas coast (Figs. 1, 6). Where they are missing a river has filled in the lagoon behind a former barrier island. The Texas barriers consist of three divisions: the beach which is always present on the Gulf side of the island; the dune belt which is much wider than the beach, often a mile or more across; and the barrier flats found on the lagoon side of most of the barrier islands which also constitute a wide area including marshes and lakes (Fig. 6). The predominant sediment of the barriers is sand. Both the beaches and dunes have well sorted sand, usually with less than one per cent of silt and clay. The dune sands are ordinarily more rounded than those of the beaches, although the difference is small and there is some overlap between the two. Typical eolian cross-bedding in the dunes contrasts with the more even lamination of the beaches. The barrier flats are due largely to the washing over of sand from the outer beach during storms when the sea level is elevated. In addition some sand and silt are blown onto the flats from the interior of the islands. When the water of the lagoons is at a high stage the flats are in-

undated. At such times muddy sediments are introduced from the lagoons. As a result the barrier flat sediments, while predominantly sand, contain some five to ten per cent of silt and clay. Due to evaporation during low water some calcareous deposition takes place on the flats forming small calcareous aggregates. Because of the vegetation on the flats organic matter is quite abundant in the deposits, and peat is formed in some places in the marshes.



Fig. 6. Air view of a barrier island along the Texas coast with an unusually well developed series of lakes and channels on the lagoon side. The black portion in the intermediate section represents dunes largely covered with vegetation. The white portion in the distance is the beach along the Gulf Coast.

The barrier islands appear to have formed along a coast of submergence (due principally to postglacial sea level rise). Some of the barriers grew upward as the sea level rose. In other cases the barriers may have developed after the rise and grown from the mainland as spits extending along the shore. Barrier island sands up to 60 feet in thickness have been found in some borings.

CONTINENTAL SHELF

The shelf along the coast of Texas and Louisiana has an average width of about 60 miles, narrowing to the south off the Rio Grande Delta and to the northeast off the Mississippi Delta. The shelf has a considerable number of banks rising above its general level (Fig. 1). These consist of: 1° low ridges which probably represent barrier islands drowned by the postglacial rise in sea level, and 2° oval banks with calcareous cover and in some cases with bedrock outcrops. These banks may be partly bioherms, but some at least are definitely salt domes which have pushed the shelf up into shallow depths. One of them has outcrops of Miocene rock indicating that there has been a penetration of the salt dome through at least 3,000 meters of post-Miocene deposits.

The sediments on the shelf, which have been studied by J. R. CURRAY and others, show the influence of the deltas, particularly the Mississippi. According to T. J. H. VAN ANDEL, the Mississippi suite of minerals can be traced in the muddy sediments for about 400 kilometers west of the delta itself. Farther west the mineral suite indicates old Pleistocene deltas, which may come from the drainage basin of the Colorado of Texas, or from that of the Brazos River. To the south the Rio Grande mineral suites appear, here again partly related to the Pleistocene drainage system. The shelf sediments differ from those of the bays in containing an abundance of echinoid fragments and of glauconite in smaller quantities. Both of these are very rare in the bay sediments.

An extensive area of sand and silty sand with abundant shells is found on the outer shelf off Galveston. This appears to be a product of Pleistocene deposition during stages of low sea level. Some of the shells have been dated by Carbon 14 as old as 13,000 years. Portions of the sands resemble the barrier islands along the present coast although some of the relief of the outer barriers has been subdued by reworking which is still going on. A core of 1.5 meters in sand showed Foraminifera related to present day sea level conditions all along its length. This appears to indicate that the sand has been reworked to that depth under present conditions. Heavy mineral assemblages also suggest recent migration of sands along the outer shelf.

The cores obtained on the continental shelf, like those in the central Texas bays, have little stratification. Just outside the sandy zone along the coast most of the cores have irregular sand laminae or partings in the muds, although in no case is there the good lamination characterizing the topset beds of the Mississippi Delta. No stratification was seen in the outer silty clay deposits nor is there much stratification in the reworked sands of the middle and outer shelf.

BIOLOGICAL FACIES

The extensive study of the Gulf Coast Foraminifera by F. B. PHLEGER, F. L. PARKER, and R. R. LANKFORD, of the macroorganisms by R. H. PARKER, and of the Ostracoda by F. M. SWAIN (see bibliography) has allowed an unusually good classification of the biota in the environments. It is possible to distinguish between most bay and shelf environments by means of the faunas. In general the bays have larger numbers of a few species in contrast to smaller numbers of many species on the open shelf. This is interpreted as due to the greater variations in salinity, temperature, and other factors within the bays than on the shelf, which results in limiting the number of species which can stand the extremes of conditions. Also some of the species are restricted to the zones of low salinity characterizing the upper bays or the river mouths where the rivers empty into the Gulf. Certain species of the larger invertebrates are found only along the outer shores of the barrier islands where they survive because of their ability to burrow into the sands.

The faunas of the continental shelf have depth assemblages which characterize similar sediments in the older strata at least during the Tertiary. Along the Gulf coast there is also a progressive increase in the ratio of planktonic to benthonic Foraminifera going out across the shelf. On the outer shelf most samples show a

preponderance of planktonics whereas on the inner shelf planktonics are rare and even more rare within the bays.

The ratio of living to dead species in samples of equivalent weight has been studied rather extensively from these sediments. Among the findings has been 1° in areas where deposition is thought to be rapid the live to dead ratios are generally high whereas they are generally low in areas of presumed slow deposition, 2° on the shelf dead Foraminifera and macroorganisms are found out at greater depths than living members of the same species. This last finding indicates either that there is relict sediment left uncovered during the rising sea levels or that the species are moved to greater depths by wave and current action. The gentle slopes make the latter interpretation rather unlikely.

BIBLIOGRAPHY OF THE PRINCIPAL PROJECT WORKS PUBLISHED TO DATE

- CURRAY, J.R. (1956): *Dimensional grain orientation studies of Recent coastal sands*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 40, no. 10, pp. 2440-2456.
- GRIM, R.E., & JOHNS, W.D. (1955): *Clay mineral investigation of sediments in the northern Gulf of Mexico*. 2nd natl. Conf. on Clays and Clay Minerals, natl. Res. Council, pp. 81-103.
- MOORE, D.G., & SCRUTON, P.C. (1957): *Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 41, no. 12, pp. 2723-2751.
- PARKER, F.L., PHLEGER, F.B., & PEIRSON, J.F. (1953): *Ecology of Foraminifera from San Antonio Bay and environs, southwest Texas*. Cushman Found. Spec. Publ. No. 2, 75 pp.
- PARKER, R.H. (1955): *Changes in the invertebrate fauna, apparently attributable to salinity changes, in the bays of central Texas*. J. Paleontol. 29, no. 2, pp. 193-211.
- (1956): *Macro-invertebrate assemblages as indicators of sedimentary environments in East Mississippi Delta region*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 40, no. 2, pp. 295-376.
- PARKER, R.H., & CURRAY, J.R. (1956): *Fauna and bathymetry of banks on continental shelf, northwest Gulf of Mexico*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 40, no. 10, pp. 2428-2439.
- PHLEGER, F.B. (1955): *Ecology of Foraminifera in southeastern Mississippi Delta area*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 39, no. 5, pp. 712-752.
- (1956): *Significance of living foraminiferal populations along the central Texas coast*. Cushman Found. Foram. Res. 7, part 4, pp. 106-151.
- PHLEGER, F.B., & LANKFORD R.R. (1957): *Seasonal occurrences of living benthonic Foraminifera in some Texas bays*. Cushman Found. Foram. Res. 8, part 3, pp. 93-105.
- SCRUTON, P.C. (1956): *Oceanography of Mississippi Delta sedimentary environments*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 40, no. 12, pp. 2864-2952.
- SHEPARD, F.P. (1953): *Sedimentation rates in Texas estuaries and lagoons*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 37, no. 8, pp. 1919-1934.
- SHEPARD, F.P., & MOORE, D.G. (1954): *Sedimentary environments differentiated by coarse-fraction studies*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 38, no. 8, pp. 1792-1802.
- (1955): *Central Texas coast sedimentation: characteristics of sedimentary environment, recent history, and diagenesis*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 39, no. 8, pp. 1463-1593.
- SHEPARD, F.P. (1956): *Marginal sediments of Mississippi Delta*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 40, no. 11, pp. 2537-2623.
- SHEPARD, F.P. & RUSNAK, G.A. (1957): *Texas bay sediments*. Inst. Mar. Sci. 4, no. 2, pp. 5-13.
- SWAIN, F.M. (1955): *Ostracoda of San Antonio Bay, Texas*. Paleont. 29, no. 4, pp. 561-646.

19. — N. V. TAGEEVA (USSR): **On the geochemistry of clay sediments of the Caspian sea.** With 2 figures and 3 tables in the text.

A study of the migration of substances during the process of diagenesis in marine clay bottom sediments is important for comparative lithology, for the understanding of the formation of minerals in sedimentary rocks and in many other questions. However, at the present time diagenesis of marine sediments is being studied mainly and only in the solid part of the deposits. And yet extremely important is the study of interstitial waters in marine sediments because they constitute a considerable part of them and are in mobile equilibrium with the mineral and organic matter of the sediments.

The author, with the participation of M. M. TICHOMIROVA, carries out in the Laboratory of Hydrogeological Problems of the USSR Academy of Sciences, beginning with 1954, a geochemical study of marine clay sediments for the purpose of establishing their diagenesis. The subject of study are not the sediments themselves, but also their interstitial waters (4). The sediments of the shelf in the Caspian and Black Seas are being investigated at a depth of sea up to 50 m and a depth of burial of several meters (the collection of samples by a piston corer, a modification of KULLENBERG's core sampler (7; 3) and up to 58 m (the collection of sediment samples by borings in the sea). Sediments studied by us belong to the Novokaspinsky stage (Q_4^1), Older Quaternary (Hazarskie + Hvalynskie, $Q_2^{hz} + Q_3^{hv}$) and Pliocene (Apsheronsky stage, N_2^{ap}) deposits, which apparently did not experience dewatering and being in an area where there was no regression of the sea. Consequently they are of great interest for a researcher of their diagenesis.

These clay deposits have been studied by us in details determining their mechanical and mineralogical composition, calcium carbonate content, water content, hygroscopic water content, organic carbon content, exchange capacity and exchangeable cations content. The study of interstitial waters of the sediments was done by squeezing them out under pressure of 250 kg/cm² according to KRIUKOV's method (2) and then studying their chemical composition, partly by the use of microanalysis and the application of spectral analysis. Results of researches on the clay sediments from Makarov Bank and Pogorelaia Plita Bank of the Baku archipelago in Caspian Sea are given in table 1. For comparison of interstitial waters with the water of the Caspian Sea the table gives the chemical composition of the water from the same region of the Caspian Sea.

As table 1 shows, the stratigraphic column of Caspian deposits studied by us, relating to a time period exceeding more than one million years, is represented by a rather uniform clay mass with an average diameter of particles from 3.6 up to 5 microns. The clay minerals are mainly hydromicas. The upper part of the section (Novokaspinsky sediments) are characterized by clay minerals with a low exchange capacity not exceeding 11.8, mean 10.4 meq/100 g. In older sediments, the exchange capacity rises to a mean 19 meq/100 g. The calcium carbonate content in the studied clay sediments is 22–30% ($CaCO_3$); organic carbon—0.8–1.7%. The distribution in these sediments of water content as well as exchangeable

Table 1. Clay sediments and their interstitial waters in Southern Bacu archipelago*)

Sample	Boring	Sediment position from bottom (m)	Median, microns	Size-fractions %	CaCO ₃ %	Organic carbon %	Water content**) %	Hygroscopic water capacity (%)	Na ⁺ + K ⁺ + Ca ²⁺ + Mg ²⁺	Water content-size fraction < 10 microns ratio	Hygroscopic water-exchange capacity ratio	Hygroscopic water-exchange capacity ratio < 10 microns	Water content-size fraction < 10 microns ratio	Hygroscopic water-exchange capacity ratio	Na ⁺ + K ⁺ + Ca ²⁺ + Mg ²⁺	Salinity	pH	Ions in solution of interstitial water meq/l						Na ⁺ + K ⁺ + Ca ²⁺ + Mg ²⁺						
																		meq/ per 100 g	Exchangeable cations	Na ⁺ + K ⁺ + Mg ²⁺ + Ca ²⁺	meq/ per 100 g	Exchangeable cations	Na ⁺ + K ⁺ + Mg ²⁺ + Ca ²⁺	meq/ per 100 g	Exchangeable cations	Na ⁺ + K ⁺ + Mg ²⁺ + Ca ²⁺	meq/ per 100 g	Exchangeable cations	Na ⁺ + K ⁺ + Mg ²⁺ + Ca ²⁺	
13	Water of the Caspian sea																		8,30	434	152	62,0	3,4	20,6	52,8	143,6	0,95	1,29	2,4	0,32
NOVOKASPIKIE SEDIMENTS (Q ₄ ¹) Makarov Bank																														
152	13	15-17	5,0	74,4	30,0	1,0	29,3	1,37	9,6	2,6	5,8	1,2	1,53	0,39	0,14	7,68	449	190	24,4	9,7	8,3	52,1	164	0,86	1,14	7,8	0,30			
157	13	17-25	3,7	95,9	33,6	1,2	30,0	1,67	10,9	2,9	5,3	2,6	0,96	0,32	0,15	7,87	608	226	69,4	8,8	22,6	95,1	186	0,83	1,20	3,2	0,45			
158	13	25-34	4,0	88,9	32,2	1,2	29,9	1,62	9,3	1,6	4,9	2,7	1,14	0,34	0,17	7,46	692	235	96,9	13,7	17,8	111,9	216	0,92	1,40	2,4	0,48			
159	13	34-41	4,8	76,3	18,0	0,84	21,2	1,65	11,8	2,7	6,3	2,8	1,15	0,28	0,14	7,86	629	218	94,3	2,7	35,3	88,2	191	0,88	1,28	2,3	0,39			
averages . . .	4,1	83,9	28,5	1,1	27,8	1,58	10,4	2,5	5,6	2,3	1,2	0,33	0,15	7,72	595	215	71,0	8,7	21,0	86,8	189	0,87	1,25	3,9	0,41					
OLDER QUATERNARY SEDIMENTS (Q ₂ ^{hz} + Q ₃ ^{hv}) Pogorelaia Plita Bank																														
87	201	12-18	5,4	71,6	25,4	1,2	26,9	2,43	17,1	5,6	9,0	2,5	1,11	0,38	0,14	5,4	155,9	763	16,3	—	130,9	266	383	0,53	0,85	46,9	0,52			
88	201	18-24	4,3	85,3	25,8	1,0	26,1	2,58	21,8	6,3	6,4	9,1	0,41	0,31	0,12	5,4	174,6	728	10,3	—	136,3	305	297	0,50	0,83	70,8	0,70			
89	201	24-27	3,7	95,8	26,7	1,2	25,8	3,01	25,4	7,8	9,8	7,7	0,63	0,27	0,12	5,4	165,2	797	29,1	—	137,2	314	375	0,48	0,85	27,3	0,61			
141	205	28-38	3,6	94,5	22,7	1,7	36,3	2,38	16,8	5,6	6,5	4,7	0,63	0,35	0,14	5,4	109,0	498	46,3	0,98	78,4	137	329	0,66	0,94	10,7	0,33			
142	205	48-58	3,6	96,5	29,5	1,6	34,3	2,76	19,3	4,9	9,3	5,1	0,93	0,35	0,14	5,4	114,1	541	29,1	0,59	75,2	74,0	421	0,77	0,91	18,6	0,15			
averages . . .	4,1	88,7	26,0	1,3	29,9	2,63	20,1	6,1	8,2	5,8	0,74	0,33	0,13	5,4	143,8	665	26,2	0,32	111,6	219	361	0,59	0,83	34,9	0,46					
UPPER PLIOCENE SEDIMENTS (N ₂ ^{ap}) Pogorelaia Plita Bank																														
90	202	4-9	4,2	87,0	26,5	1,1	21,9	1,94	19,7	7,9	9,3	3,8	8,0	0,24	0,25	0,10	5,4	210,3	1030	21,8	—	209,8	96,1	746	0,72	0,82	47,2	0,10		
91	202	9-16	4,2	86,4	25,3	1,1	21,6	2,26	20,0	12,0	2,5	5,5	0,14	0,25	0,11	5,4	263,7	1295	23,1	—	268,6	159	891	0,69	0,81	56,0	0,14			
92	202	16-24	4,7	78,6	26,3	1,1	19,3	2,16	17,3	9,7	3,2	4,4	0,23	0,24	0,12	5,4	285,8	1399	30,0	—	300,9	168	961	0,74	0,84	46,6	0,13			
144	206	21-27	3,9	90,6	27,6	1,4	20,5	2,64	16,4	10,4	3,0	3,0	0,22	0,23	0,16	5,4	364,2	1799	21,4	—	423,5	376	1020	0,57	0,77	83,9	0,26			
139	206	30-36	4,8	77,2	21,9	1,1	20,4	2,30	13,6	5,0	3,3	5,3	0,32	0,26	0,17	5,4	232,4	1109	53,1	—	217,6	317	627	0,57	0,85	20,9	0,37			
averages . . .	4,4	84,0	25,5	1,2	20,1	2,26	17,4	9,0	3,2	5,2	0,23	0,25	0,13	5,4	271,3	1326	29,9	—	284	223	849	0,66	0,82	50,9	0,20					

*) The samples of material was received from the Academy of Sciences and the Ministry of the Oil Industry of the Azerbaijan SSR.

**) Water content of dry weight.

cations and chemical elements of interstitial solutions provide new data for the understanding of their diagenesis.

1. The water content of the studied sediments does not exceed 36.3% (of dry weight) and the amount of studied water does not depend upon the depth of burial of the sediments at an interval from 4 to 58 m, but decreases in a transition from Quaternary to Tertiary deposits. As is known, the water content depends mostly on the mechanical composition of the sediments and consequently can for instance be characterized by the value obtained from a ratio:

$$\frac{\text{water content (in \%)} }{\text{size fraction } < 10 \text{ microns (in \%)} }$$

This value for the sediments under investigation is given in table 1. For all these sediments this value is less than a unit (in recent deposits, as a rule, it is more than a unit) and is decreasing from the Quaternary to the Tertiary deposits, thus stressing the migration of water from the sediments with time. As our data show, this value can serve as an indirect indication of the relative age of the sediments in their columns. They supply and control biostratigraphic data; this is indicated also by other researchers (1, 8). Figure 1 gives the ratio between the water content and the mechanical composition of the sediments of the Caspian Sea. On the diagram, all samples of the sediments are on the right side of its median line and indicate that with time they lost the greater part of their original water content.

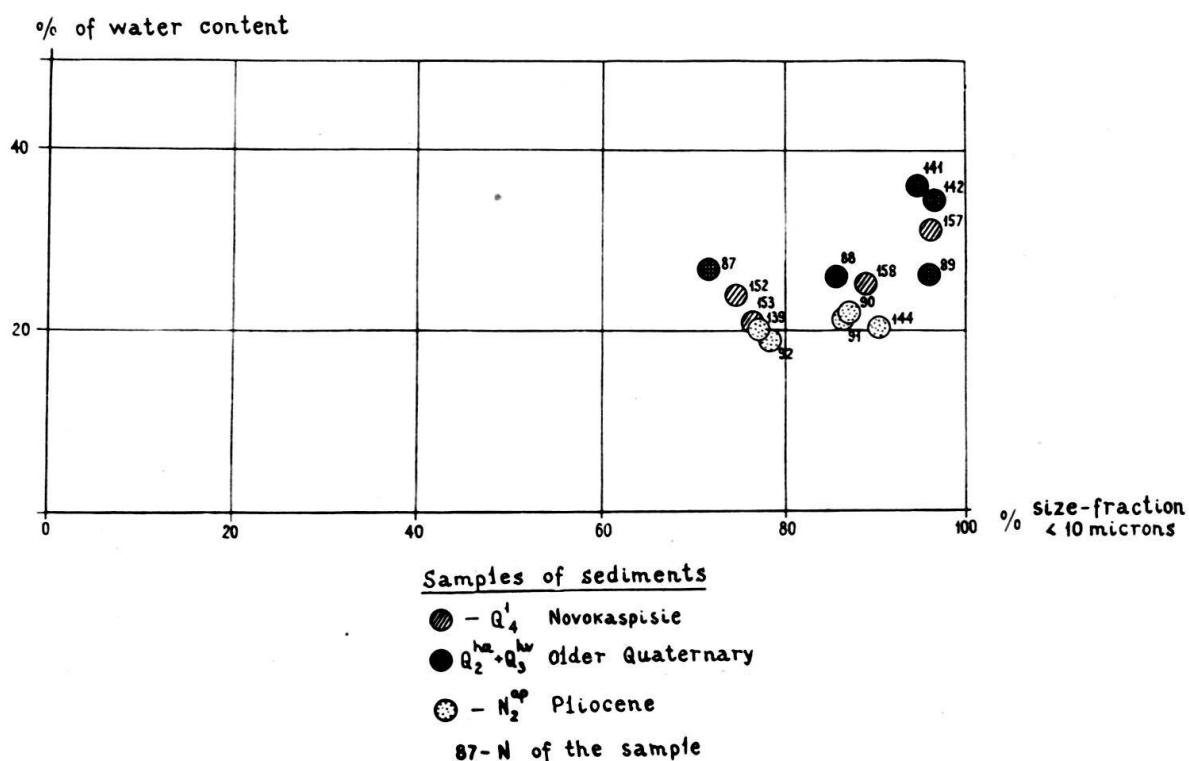


Fig. 1. Relation between water content and size-fraction < 10 microns in the sediments of the Caspian Sea.

By their hygroscopic water content, the clay sediments of the Caspian Sea are divided by their exchange capacity into two parts: 1) young (Novokaspisky) sediments, in which the hygroscopic water content does not exceed 1.67%; 2) and older deposits with a hygroscopic water content from 1.94 up to 3.01%. For the entire mass of the sediments studied, a permanence has been established in the ratio value of hygroscopic water content to the exchange capacity of the sediments, varying from 0.10 to 0.17 (see table 1). This confirms a proportionality between the degree of dispersity of clay sediments and the content in them of adsorbed water. Figure 2 shows the relations between the content of hygroscopic water and the exchange capacity in the sediments of the Caspian Sea. Previously, this position has been established for clay minerals in soils (6).

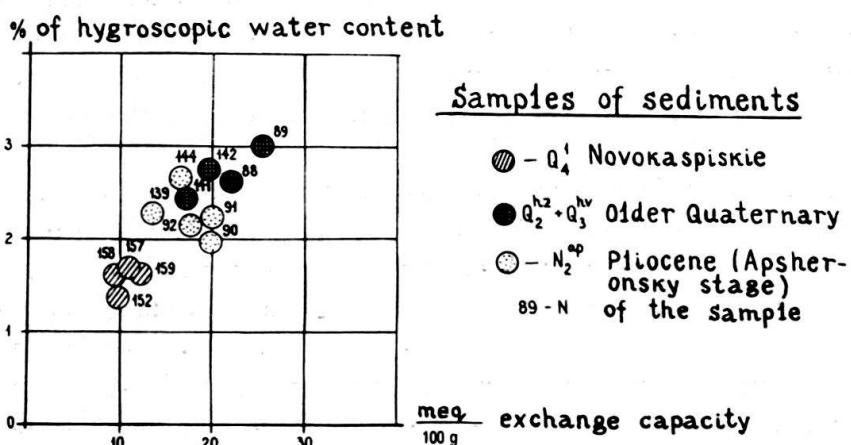


Fig. 2. Relation between hygroscopic water content and exchange capacity in sediments of the Caspian Sea.

Thus, in respect of the migration of the water during the diagenesis of marine clay sediments the main factors apparently are: a) the loss by the sediments of a great part of free water at the very beginning of diagenesis and b), with the increase of the age of the sediments, a change of the adsorbed water content in them with the change in the composition of clay minerals.

2. Interesting are the changes in the exchangeable cations composition in the stratigraphic column of the deposits from the Caspian Sea and its preceding basins. As table 1 shows, the predominant exchangeable cation in Quaternary deposits of the Caspian was magnesium which permits to draw the conclusion that this element played an important role in the geochemistry of the water in Quaternary basins from which these sediments were deposited. The same is happening

with the water of present-day Caspian ($\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-}$ of the ocean-0.19; of the Caspian

Sea-0.35 in the meq ratio). These older Quaternary basins probably also reflect landlocked marine relicts with water influx from the land.

In Pliocene deposits, the content of exchangeable magnesium sharply drops and gives rise to sodium and calcium, while sodium plus potassium becomes a predominant exchangeable cation of the sediments. This change in the distribution

of exchangeable cations with the age of the sediments is clearly seen by the change of the coefficient

$$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+}}$$

of exchangeable cations in the stratigraphic section of the sediments given in table 1. Such a distribution of exchangeable cations in the clay sediments of the Caspian Sea is accompanied by the formation there of an authigenous magnesium silicate of an acicular shape, dispersed among hydromica of terrigenous and authigenous origin. This mineral, not determined yet with greater precision, has been established in the sediments also studied by us with the use of an electron-microscope for detailed research (D. D. KOTELNIKOV, Geological Institute of the USSR Academy of Sciences). The authigenous magnesium silicate is present throughout the column of studied sediments, but its amount increases together with the age of the sediments, i. e. with their diagenesis. It causes, probably, a decrease in the content of magnesium in the exchangeable cations of the sediments of the Apsheron stage (N_2^{ap})¹⁾.

The migration of exchangeable cations in clay sediments of the Caspian Sea and, in particular, the predominance of exchangeable sodium in Pliocene deposits is intimately connected with the geochemistry of interstitial waters. The gradually become metamorphosed in the sediments participating in their diagenesis.

3. A comparative investigation of the chemical composition of interstitial waters in the sediments from the Caspian Sea and of its water, data on which are given in table 1, permits to establish some features of the diagenesis of these sediments and at the same time of their history.

The youngest of the investigated sediments – Novokaspiskie sediments from Makarov Bank – studied by us at a depth from 15 to 40 m from the bottom of the sea, contain interstitial waters which are rather uniform in their chemical composition and belong to the magnesium-natrium-chloride type of water close comparing with composition of the water of present-day Caspian Sea. A judgement on this point could be formed by the value of coefficients

$$\frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+}{\text{Cl}^-} < 1 \text{ and } \frac{\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}}{\text{Cl}^-} > = 1$$

characterizing this type of water. Interstitial waters of Novokaspiskiy deposits, just as the water of present-day Caspian, have a relatively high content of SO_4^{2-} and Mg^{2+} ions as compared with ocean water. Apparently, the water of the land-locked basin in which these sediments were deposited was similar to the water of the Caspian Sea; the somewhat higher salt content of these interstitial waters is, apparently, due to the concentration of these waters inside the sediments during the early period of diagenesis. In characterizing interstitial waters of the Novokaspiskiy stage, it should be noted, that in spite of their small water content of their enclosing deposits and, consequently, with a close contact of the interstitial water with the clayey matter, these interstitial waters did not practically alter in

¹⁾ We should remind that Mg-silicates, as diagenetic minerals, are known in older marine deposits (RATEEV and KOTELNIKOV, 1956).

their chemical composition since the time of their burial with the sediment and preserved the chemical type of water of their basin. By the high content of SO_4^{2-} in interstitial waters of Novokaspisky sediments, in which the presence of free oxygen should be admitted and, consequently, an oxydation geochemical environment, which is, probably, connected with a predominance of ascending oscillation movements of the crust in this area during the last thousands of years.

The clay mass of Older Quaternary deposits of Pogorelaia Plita Bank, from which we had material taken from a depth of 12 to 58 m from the sea bottom, is characterized by a completely different type of interstitial waters than the Novokaspisky. The waters here uniformly soak the entire mass of these sediments. As table 1 shows, these interstitial waters belong to calcium chloride brines, in which HCO_3^- is virtually absent and the content of SO_4^{2-} is low. The salinity of these brines varies from 1090 up to 1746 meq/l and the brines are nearly wholly chloride with a high content of alkali-earth cations. Brines of this type are widely developed as confined waters in sedimentary rocks. A new fact of their discovery as interstitial waters in massive clay sediments of an Older Quaternary age, probably, corroborates the origin of these waters as marine water. The latter was held by the sediments at the time of their deposition and later metamorphosed during their diagenesis by sulphate reduction water concentration and a cation exchange between the solution and micelles of clay minerals with a desorption of calcium into the interstitial solution.

The low pH of interstitial waters in Older Quaternary sediments is a characteristic feature. It can be explained as a consequence of a cation exchange between sodium of interstitial brines and the exchangeable cations of the sediment, represented by bivalent metals, possessing the properties of weak bases, as for instance iron, manganese, etc. In an interstitial solution separated from the sediment, these cations get easily oxydized into higher forms of valence and their compounds are subjected to hydrolysis, the pH of the solution greatly decreasing. In such a way, through a cations exchange in the presence of interstitial brines, the sediments acquire iron and manganese oxides.

Interstitial waters of Pliocene (Apsheronsky) deposits, studied by us at a depth from 4 to 36 m from the sea bottom, belong to brines of the same type as the waters of Older Quaternary deposits, but their salt content is considerably higher, showing an average of 2700 meq/l or 80 g/l. Separated from the sediment, all these waters without exception have pH less than 5.4, which indicate their content of iron and manganese. A characteristic feature of the interstitial waters of the Apsheron stage is a comparatively low magnesium content, which is indicated by a comparatively low

$$\frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+}}$$

value of these waters. This is fully in accord with data on the impoverishment of these sediments in exchangeable magnesium and the formation in them of an authigenous magnesium silicate.

In comparing the chemical composition of interstitial waters and exchangeable cations in stratigraphic horizons of the studied clay sediments a mutual relation

between them is noted: the cation which is geochemically important in the interstitial solution is predominant in the composition of exchangeable cations as well; so, in the Novokaspisky sediments the predominant cation is magnesium and, in Pliocene deposits, sodium. According to all data available, Pliocene deposits have been subjected to a late diagenesis and are already a sedimentary rock.

4. The composition of trace elements in natural waters and, in particular, in interstitial waters is little studied yet. Table 2 lists trace elements of interstitial waters in clay deposits studied by us and in the water of the Caspian Sea. All of them have been established by spectral analysis in the Institute of geochemistry and mineralogy of the USSR Academy of Sciences.

Table 2

Trace elements in the water of the Caspian Sea and in interstitial waters of Novokaspisky, Older Quaternary and Pliocene sediments

	<i>Elements contained in all waters</i>
Water of the Caspian Sea, interstitial waters of Novokaspisky, Older Quaternary and Pliocene deposits	Br*), Sr, B, Zn, Si, Al, Fe, Mn, Ti, Cu;
Water of the Caspian Sea	<i>Elements, characteristic for each stratigraphic horizon</i>
Interstitial waters of Novokaspisky sediments	Cr, Ni
Interstitial waters of Older Quaternary sediments	Sn, Mo
Interstitial waters of the Apsheronsky sediments	Cr, Pb, Ag
	Cr, Pb

*) Bromine and boron was determined by volumetric analysis.

Table 2 shows that chemical elements of the first line of the table are characteristic for all interstitial waters and for the water of the Caspian Sea. Among these elements, the greatest content is occupied by bromine, boron and strontium (both in interstitial waters and in the waters of the Caspian).

According to our estimates the $\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$ ratios in interstitial waters of individual stratigraphic horizons as well as in the water of the Caspian Sea and the ocean is given in table 3.

Table 3

Waters	$\frac{\text{Cl}^-}{\text{Br}^-}$	$\frac{\text{Cl}^-}{\text{Sr}^{2+}}$
Waters of the ocean	298	1500
Water of the Caspian Sea	571	450
Interstitial waters of Novokaspisky sedim.	324	100
Interstitial waters of Older Quaternary sed.	166	100
Interstitial waters of Apsheronsky sedim.	190	300

The table shows that older (Older Quaternary and Apsheronsky) interstitial waters have a relatively higher bromine content than the waters of the ocean and the Caspian Sea. As to strontium and boron, this elements stands quite high in the composition of the interstitial waters as compared with the waters of the ocean and its greatest concentration is recorded in the interstitial waters of older Quaternary and Pliocene deposits of the Caspian basin. The high content of strontium in interstitial solutions is explained mainly by its desorption, from the sediments during the cation exchange, as compared with other alkali-earth elements.

The remainder of indicated trace elements is contained in interstitial waters in considerably smaller amounts than bromine and strontium.

Approximate estimates show that the accumulation of silicon and aluminium in interstitial waters as compared with the water of the Caspian Sea takes place in Novokaspisky sediments; in older interstitial waters these elements occur in smaller amounts. Apparently, they are dropping out of the solution during the formation of authigenous aluminosilicates.

The behaviour of iron, manganese and titanium has features in common: these elements are contained in greater quantities in interstitial waters than in the water of the Caspian Sea, except manganese in Nowokaspisky pore water. Probably, iron and manganese migrate into the solution during the cation exchange, as has been mentioned above when discussing the general chemical composition of interstitial waters. In interstitial waters of older sediments, a greater accumulation of these elements is observed as compared with Novokaspisky sediments, probably at the expense of a greater cation exchange in these sediments, containing interstitial brines.

Copper is a characteristic trace element in natural waters. In the water of the Caspian sea and in interstitial waters of its basins its content is higher as compared with the water of the ocean. This is, apparently, explained by it being brought in by the waters from the land during the geological history of the basins.

Molybdenum is established in the water of the Caspian Sea and in much greater amounts in interstitial waters of Novokaspisky deposits. Apparently, its presence is associated with mud volcanoes of the Apsheron peninsula, in the waters of which this element has also been established.

The study of trace elements in interstitial waters only started and is of great geochemical interest.

BIBLIOGRAPHY

1. Горшкова, Т. И. (1956). Труды Института океанологии Академии наук СССР, т. 17.
2. Крюков, П. А., и Комарова, Н. А. (1956): Сб. докладов 6-му Междунар. Конгрессу почвоведов. Химия почв. стр. 149-169.
3. Сысоев, Н. Н. (1953). Труды Института океанологии Академии наук СССР, Т. 5
4. Тагеева, Н. В. (1955): Сб. Вопросы изучения подземных вод и инженерно-геологических процессов. Изд. АН СССР.
5. Тагеева, Н. В., и Тихомирова, М. М. (1957): Доклады Акад. наук СССР, т. 112, 3.
6. ALLEN, F., & CURMIS, B. (1935): ANG. CH. Beihefte 21, B.
7. KULLENBERG, B. (1947): *The Piston Core Sampler*. Swenska Hydrob. Komm. Skrifter, s. 3, 1.
8. VAN ANDEL TH. & PASTMA H. (1954): *Recent sediments of the Gulf of Paria*. V. 1.

20. — VASILY WEBER (USSR): **Facies of deposits favourable for the formation of bitumen** (according to data supplied by a study of Quaternary marine sediments). With 2 figures and 1 table in the text.

A study of processes involved in the formation of bitumen during recent and Quaternary periods greatly helps to understand conditions prevailing in the formation of petroleum. Such a study was undertaken by the author and a group of researchers of the Petroleum Geological-Prospecting Institute (USSR) during 1947–1957. The analytical part of the work on the study of the organic matter in sediments was done by A. I. GORSKAIA. Results of the investigations have been published (1, 2).

As material samples of different facies from recent sediments collected in the Caspian, Azov-Black Sea and other sea basins were used, as well as samples of older Quaternary sediments from borings in the sea. A table given below shows the complex of material studied with greater details.

During analysis bitumen was extracted from a previously decalcified sediment by benzene-alcohol and was then divided into two parts: 1) soluble in benzene and 2) a residue, soluble in benzene-alcohol only. In its turn, the first, or benzene part of bitumen, was divided up into oils, resins (extracted by benzene and benzene-alcohol) and asphaltenes. Correspondingly, by the content of carbon and hydrogen in these bitumen components, i. e. by the degree of reduction, bitumen can be divided into three parts: part of utmost reduction (oils and benzene resins), a more "oxidized"¹ part (benzene-alcohol resins and asphaltenes) and a part of utmost "oxidation"², soluble in benzene-alcohol only. The ratio of these three parts determines the qualitative character of the bitumen. Graphically such a characteristic can be expressed in a triangular diagram (fig. 1). Figures used for the diagram are given in the table.

Researches have shown that the character of bitumen depends upon the facies of the deposits, the granulometric composition of the sediments and the direction in which the further alteration of the organic matter in the sediment is proceeding. The influence of the facies of the deposits is clearly seen from the triangle on figure 1. Special symbols indicate mean values of bitumens of different facies from recent marine sediments. Corresponding points are scattered here on a rather extensive area. A maximum content of "oxidized" components is characteristic for bitumens of a foredelta facies (if it is not connected with the bay), facies of *Mytilus* and *phaseolina* muds of the Black Sea and depression facies of marginal seas. Of utmost reduction among bitumens of recent terrigenous sediments are bitumens from the sublittoral zone of the Caspian Sea and from facies of the zone with a large concentration of hydrogen sulfide in the Black Sea.

We had a chance to study also bitumens from four samples of clastic carbonate sediments collected by an expedition of the diesel-electric boat "Ob" in the near-shore parts of the Indian Ocean. Bitumens in three of these samples proved also to be highly reduced (point "9" on fig. 1). This shows that a medium favouring

¹) With a higher content of non-hydrocarbon elements.

²) With an even higher content of non-hydrocarbon elements.

Table 1

Change in the characteristic of bitumens of Quaternary marine sediments depending upon the facies of deposition (in mean figures)

Index (on fig. 1 and 2)	Nature of sediments	Number of samples analyzed	E_h of sediments (mV)*	in bitumen %		
				Oils + benzene resins	Benzene- alcohol resins + asphal- tenes	Benzene- alcohol part
1	2	3	4	5	6	7
Z M	Source of organic matter <i>Zostera</i> and zosteraceous muds	4	—	17.9	42.3	39.8
D Cp	Other macrophytes (partly decomposed) with admixture of <i>Cyanophyceae</i> and Diatomeae	2	—	28.5	66.5	5.0
	Plankton (Diatomeae) . . .	1	—	50.0	49.7	0.3
	Plankton (Copepoda)	1	—	41.4	49.0	9.6
	Recent sediments CASPIAN SEA					
1	Foredelta facies	4	+140	20.0	29.0	51.0
2	Sublittoral facies of the open sea	3	-142	41.3	51.5	7.2
3	Sands and silts of bay facies	5	-173	33.1	40.6	26.3
	BLACK SEA					
4	Facies of <i>Mytilus</i> and <i>phaseolina</i> muds	3	-171	30.1	31.8	38.1
5	Facies of deep-water mud in zone of large concentration of hydrogen sulfide	3	-155	39.6	39.7	20.7
	MARGINAL SEAS					
6	Shelf facies	1	-150	37.8	42.0	20.2
7	Continental slope facies . . .	5	-98	30.0	46.8	23.2
8	Depression facies.	4	-50 +250	24.2	41.6	34.2
	FOR COMPARISON					
9	Carbonate sediments of near- shore facies of the Indian Ocean (and the adjoining part of the Pacific)	3	-137	52.5	31.1	16.4
	Old Quaternary sediments OLD CASPIAN DEPOSITS					
a	Upper stage silts	3	-120	44.7	38.6	16.7
b	Middle stage silts	4	—	53.7	33.9	12.4
c	Upper stage clays	4	-71	37.8	43.3	16.9
d	Middle and lower stage clays	2	—	52.5	32.9	14.6
	OLD BLACK SEA DEPOSITS					
e	Old <i>Mytilus</i> and <i>phaseolina</i> muds	3	-168	32.4	36.5	31.1
f	Old deep-water mud from the zone of large hydrogen sul- fide concentration	1	-160	51.1	28.0	20.9

*) In mean figures, according to V. G. SAVICH.

the reduction of bitumens can occur not only in terrigenous but also in carbonate sediments.

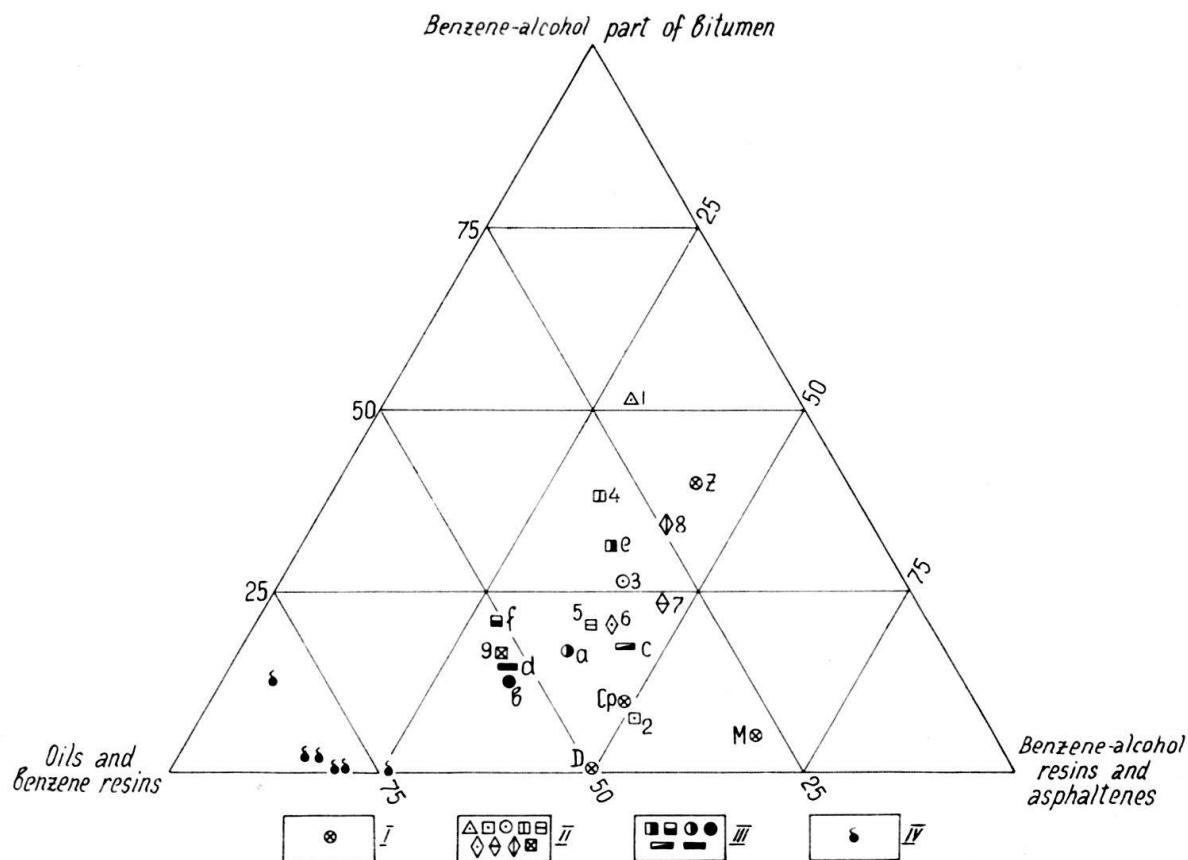


Fig. 1. Diagram of the changes in the composition of bitumens depending upon the facies of sediments.

I – bitumens of the source organic material; II – bitumens of recent sediments; III – bitumens of old Quaternary sediments; IV – bitumens of oil-bearing rocks. Explanations of figures and letters are given in the table.

Changes established in the character of bitumens of recent sediments depending upon the facies of the deposits are quite regular. With the exception of foredelta sediments, where an admixture of organic matter from the continent is possible, and sediments of the bay facies, where the source organic matter was derived mainly from the benthonic marine plants, plankton was the main source of organic matter in all other cases. Plankton bitumens are relatively rich in reduced components: they contain much oil and little of the benzene-alcohol part (points of plankton bitumen on figure 1 are given under indices "D" and "Cp"). In shallow-water facies (sublittoral) or in basins with a large hydrogen sulfide concentration in bottom masses of water the organic matter of the plankton has no chance (or virtually has no chance) to become oxidized in the oxidizing zone of water before it gets into the sediment. The characters of such bitumens are very close to those of plankton bitumens.

With an increase of the depth in basins with an oxidizing regime of water, plankton bitumens get into the sediment the more oxidized, the longer their stay in the oxidation zone of the water. Very striking in this respect are obser-

vations over sediments of marginal seas, where the degree of bitumen oxidation increases from shallow facies bitumens to deeper facies bitumens.

Compared to plankton, bitumens of the benthonic marine plants and in particular *Zostera* bitumens are characterized by a markedly greater content of "oxidized" components. Correspondingly, bitumens of arenaceous-silty sediments of bay facies, enriched by the organic matter of benthonic nature, are relatively overloaded by these "oxidized" components (point "3" on fig. 1). However, the environment of the sediment, during this process, becomes strongly reductive, furthering the subsequent reduction of bitumens in the sediments. As a result, bitumens of older arenaceous-silty deposits of the same facies having experienced such a reduction are already characterized by a considerable prevalence of more reduced components over more oxidized ones. On figure 1 corresponding points "a" and "b" are gradually shifting towards the left angle of the triangle. An analogous process of bitumen reduction is clearly expressed in the clays of old Caspian: "c" → "d". In the last analysis bitumens from silts and clays of old Caspian approach the left angle of the triangle on diagram 1 closer than bitumens of any other sediment studied.

With a low content of organic matter or if this organic matter gets into the sediment in a condition of strong oxidation, the sediment medium is oxidizing and preserves positive E_h . Such is the medium of foredelta facies and depression facies of marginal seas. In such cases the bitumens of the sediments are characterized by the strongest oxidation features. A corresponding direction of the process towards oxidation of bitumens remains here also in future when the sediments are sinking into the depth.

Thus, a certain character of bitumens in a sediment depends more on the direction of its further transformation than on the composition of the source material.

Research shows that the medium of arenaceous and silty sediments is not less favourable for the reduction process of bitumens than the medium of clayey sediments. According to mean data, bitumens from silts of old Caspian prove to be even more reduced than bitumens from clays of the same horizons. It is obvious that under definite facies conditions bitumens can be syngenetic to sands and silts.

By the same method, bitumens from geologically older oil-bearing rocks (arenaceous and silty) have been extracted and studied. In these rocks bitumen concentration is manyfold greater than in Quaternary sediments because of a later migration. As figure 1 shows, the points of petroleum bitumens are concentrated in the left angle of the triangle. The gradual change of bitumens from Quaternary marine sediments during their reduction proceeds just in the direction towards these points. Such, for instance, is the direction of the process in bitumens of the series: "3" → "a" → "b". In other words, the direction of the process is towards petroleum.

The transformation of bitumens in the direction of petroleum is demonstrated with no less clarity by the data on a parallel increase of the carbon and hydrogen content (and a decrease in the content of oxygen) in the benzene part of bitumen.

As a result, the utmost reduced bitumens in sediments of old Caspian acquire the following composition of their benzene part:

	C	H	O + N + S
Clays	79.0%	10.4%	10.6%
Silts	79.2%	10.8%	10.0%

These bitumens have to loose about 7% of their oxygen to acquire the elementary composition of natural oil. However, a complete coincidence in the indices of bitumens from Quaternary marine sediments and oils is generally not very probable, as it is difficult to expect that the entire bitumen could be converted into petroleum.

The transformation of bitumens in the direction of petroleum in these cases is also indicated by a simultaneous increase in the hydrocarbon content, isolated by A. I. GORSKAIA from the oils of bitumens of Quaternary marine sediments. Hydrocarbons in insignificant quantities are contained also in the source organic matter. Their content varies from 0.9% in *Zostera* bitumens up to 6.2-6.5% in plankton bitumens. In similar insignificant concentrations hydrocarbons are also preserved in bitumens of sediments with an oxidizing medium (facies "1" and "8" on fig. 2). Here, hydrocarbons can be only residual from the source material. In other facies along with a reduction of bitumens increases their content of hydrocarbons, sometimes several times, as compared with the source organic material. With greater clarity, this is shown on figure 2, computed for the same facies of sediments as figure 1. As figure 2 indicates, an increase in the hydrocarbon content in bitumen is accompanied by a parallel increase of their content in the organic matter of the sediment. The hydrocarbon content in dried sediment is then also increased. Such ratios indicate a process of a new formation of hydrocarbons.

During this process of transformation and new formation, the properties of hydrocarbons are also changed and they acquire the form of a mobile oily liquid. The content of the aromatic fraction sharply increases raising up to 25% of the total hydrocarbon content. By this feature, hydrocarbons of old Caspian sediments stand much closer to petroleum hydrocarbons than to hydrocarbons of recent sediments. E. A. GLEBOVSKAIA studied infrared and ultraviolet absorption spectra of hydrocarbons. With a gradual transformation of hydrocarbons, the spectrogram of the aromatic fraction becomes virtually identical with the spectrogram of the corresponding petroleum fraction. The remaining or prevailing hydrocarbon fraction is of a naphtene-methane character; for sediments of old Caspian, its indicators are: empirical formula C_{14.6} H_{27.1}; molecular weight 202.4 and refraction coefficient 1.4790. Analogous hydrocarbons from Quaternary deposits of the Mexican gulf have been isolated and described by P. SMITH (3).

Thus, a study of hydrocarbons corroborates the abovementioned deduction, based on the study of bitumens: bitumens and hydrocarbons during their transformation change in the direction of petroleum. This process is quite legitimate; it is associated with the formation and diagenesis of sediments of a certain type of facies and should be most logically regarded as the process of petroleum generation.

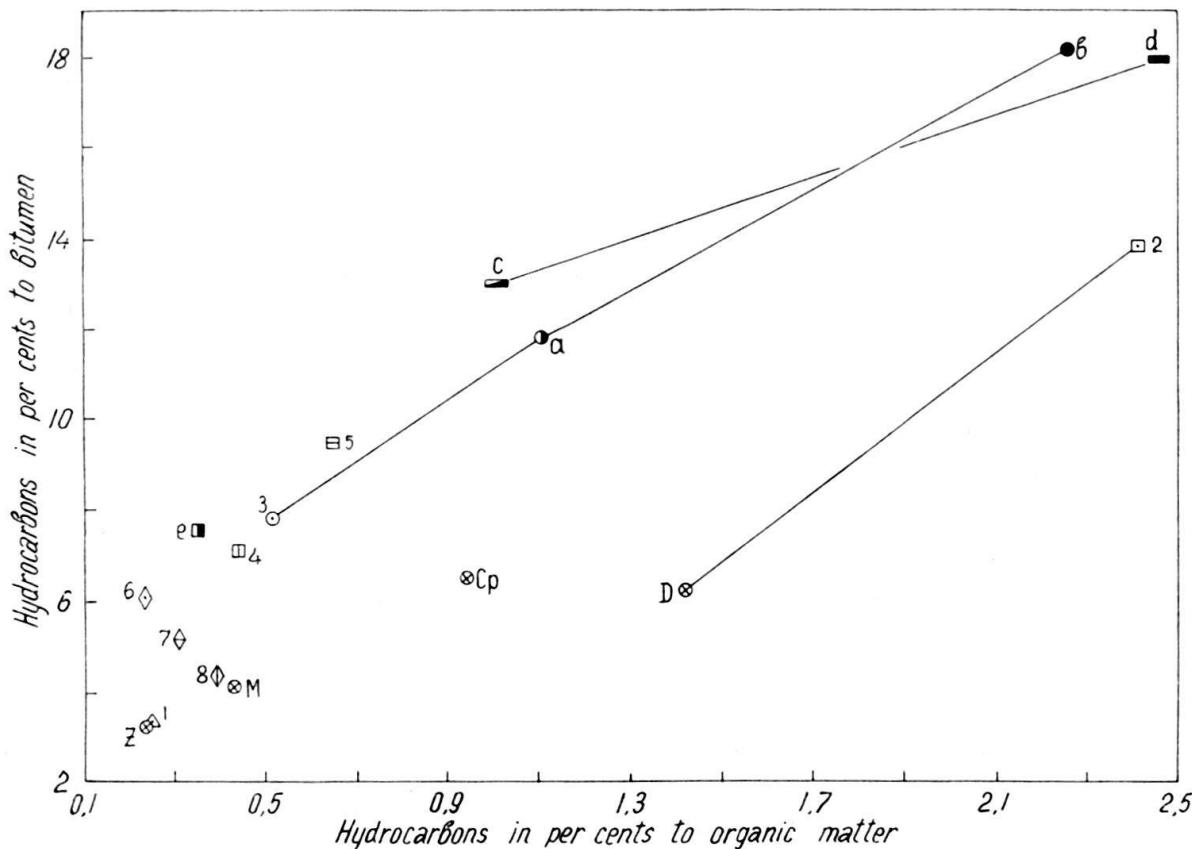


Fig. 2. Diagram of the changes in the composition of hydrocarbons depending upon the facies of sediments. Symbols identical with those used in fig. 1.

At the same time, this possibility of a subsequent accumulation and transformation of hydrocarbons depending upon the facies of the deposits is distinctly different and corresponding facies from this point of view are far from being equivalent. As research has shown, most favourable for a reduction of bitumens and accumulation of hydrocarbons are facies of lagoons and sea gulfs, sublittoral facies of the open parts of sea basins and among the deeper-facies of basins the bottom masses of which have a large concentration of hydrogen sulfide. Similar physical and geographical environments can prove to be favourable for the formation of bitumens also under conditions of inland basins and during the deposition of carbonate sediments. Many oil-bearing formations occur in analogous facies.

BIBLIOGRAPHY

1. Вебер, В. В., Горская, А. И., Егоров, Е. Н., Манучарова, Е. А., Мессинева, М. А., Ремезова, Т. С., Ромм, И. И., Савич, В. Г., Скадовский, С. Н., Фокина, Н. И., Форш, Т. Б., Шабарова, Н. Т., Щапова, Т. Ф., Эберзин, А. Г., и Юркевич И. А. (1950): К познанию современных аналогов нефтеносных фаций. Москва-Ленинград, Гостоптехиздат, стр. 1-360. (*Knowledge of recent analogues of oil-bearing facies.*)
2. Вебер, В. В., Гинзбург-Карагичева, Т. Л., Глебовская, Е. А., Горская, А. И., Захаров, А. А., Манучарова, Е. А., Мехтиева, В. Л., Ромм, И. И., Савич, В. Г., Талдыкина, Н. Н., Фокина, Н. И., и Юркевич, И. А. (1956): Накопление и преобразование органического вещества в современных морских осадках /в аспекте происхождения нефти/. Москва, Гостоптехиздат, стр. 1-343. (*Accumulation and transformation of organic matter in recent marine sediments in relation to the origin of petroleum.*)
3. СМITH, P.V. (1954): *Studies on Origin of Petroleum: Occurrence of Hydrocarbons in Recent Sediments.* Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol. 38, 3, p. 377-404.