



1965

2

*Submitted to
the VIIth International
INQUA Congress
U.S.A. Colorado, 1965*

ACADEMY OF SCIENCES OF THE LITHUANIAN SSR
DEPARTMENT OF GEOGRAPHY
INQUA SOVIET SECTION

BALTICA

2

INTERNATIONAL YEARBOOK
FOR THE QUATERNARY GEOLOGY AND PALAEOGEOGRAPHY,
COASTAL MORPHOLOGY AND SHORE PROCESSES,
MARINE GEOLOGY AND RECENT TECTONICS
OF THE BALTIC SEA AREA

Editor: V. GUDELIS

VILNIUS — 1965

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКВА

BALTICA

2

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ЕЖЕГОДНИК ПО ВОПРОСАМ
ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ,
ДИНАМИКИ И МОРФОЛОГИИ БЕРЕГОВ,
МОРСКОЙ ГЕОЛОГИИ И НЕОТЕКТОНИКИ
БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Редактор: В. К. ГУДЕЛИС

ВИЛЬНЮС — 1965

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR
GEOGRAPHISCHE ABTEILUNG
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

BALTICA

2

INTERNATIONALES JAHRBUCH
FÜR QUARTÄRGEOLOGIE UND-PALÄOGEOGRAPHIE,
KÜSTENMORPHOLOGIE UND-DYNAMIK,
MEERESGEOLOGIE UND NEOTEKTONIK
DES OSTSEERAUMES

Redakteur: V. GUDELIS

VILNIUS — 1965

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA
GEOGRAFIJOS SKYRIUS
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

BALTICA

2

TARPTAUTINIS METRAŠTIS
BALTIJOS JŪROS KVARTERO GEOLOGIJOS
IR PALEOGEOGRAFIJOS, KRANTŲ MORFOLOGIJOS
IR DINAMIKOS, JŪRŲ GEOLOGIJOS
IR NEOTEKTONIKOS KLAUSIMAIŠ

Redaktorius: V. GUDELIS

VILNIUS — 1965

РАЗВИТИЕ БЕРЕГОВ И СОВРЕМЕННЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

COASTAL DEVELOPMENT AND RECENT
SEDIMENTS OF THE BALTIC SEA

KÜSTENENTWICKLUNG UND DIE REZENTEN
ABLAGERUNGEN DER OSTSEE

BALTIJOS JÜROS KRANTŲ RAIDA
IR DABARTINĖS NUOSĖDOS

BALTICA

CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>DONNER, J. J.:</i>		
	Shore-line diagrams in Finnish Quaternary research	11
	Verwendung der Strandliniendiagramme in der finnischen Quartärforschung	19
<i>ДОННЕР, Я.:</i>		
	Диаграммы береговых линий в исследованиях четвертичного периода в Финляндии	19
<i>KECCEL, X.:</i>		
	История исследования лимниевой и мидиевой стадий Балтийского моря и стратиграфия лимниевой стадии в Эстонии	21
<i>KESSEI, H.:</i>		
	History of the study of the Limnea and Mya stages of the Baltic and the stratigraphy of the Limnea stage on the territory of the Estonian SSR	40
	Forschungsgeschichte der Limnea- und Myastadien der Ostsee und die Stratigraphie des Limneastadiums auf dem Territorium der Estnischen SSR	43
<i>KROG, H.:</i>		
	On the Post-glacial development of the Great Belt	47
	Über die postglaziale Entwicklung des Grossen Belts	57
<i>КРОГ, Г.:</i>		
	О развитии Большого Бельта в послеледниковое время	58
<i>MASICKA, H.:</i>		
	Essai de définition stratigraphique ainsi que de l'âge de la carote prélevée de la Baie de Gdańsk	61
	A tentative at defining the stratigraphy and age of a bottom core from the deep of Gdańsk	68
<i>МАСИЦКА, Г.:</i>		
	Предварительная оценка стратиграфии и возраста колонки грунта из впадины Гданского залива	69
<i>ЛАВРОВА, М. А., ЛАДЫШКИНА, Т. Е.:</i>		
	К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении	71
<i>LAVROVA, M. A. & LADISHKINA, T. E.:</i>		
	On the question of the Late-glacial Baltic- White Seas connection	95
	Zur Frage von der spätglazialen Ostsee-Weises Meer Verbindung	96
<i>АПУХТИН, Н. И., ЭКМАН, И. М., ЯКОВЛЕВА, С. В.:</i>		
	Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке	99
<i>APUCHTIN, N. I., EKMAN, I. M., YAKOVLEVA, S. V.:</i>		
	New evidences of the White-Baltic Seas Late-glacial connection in the area of the Onega-Ladoga Isthmus	113

Neue Beweise einer spätglazialen Meeresstrasse zwischen dem Weissen Meer und der Ostsee auf der Onega-Ladoga Landenge	114
<i>МАЛЯСОВА, Е. С., СПИРИДОНОВА, Е. А.:</i> Новые данные по стратиграфии и палеогеографии голоцена Карельского перешейка	115
<i>MALYASOVA, E. S. & SPIRIDONOVA, E. A.:</i> New data on stratigraphy and palaeogeography of the Holocene of the Carelian Isthmus	121
Neue stratigraphische und paläogeographische Befunde für Holozän des Karelischen Isthmus	122
<i>ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.:</i> Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллеродского времени Ленинградской области	125
<i>JINORIDZE, R. N. & KLEIMENOVA, G. I.:</i> Data of the pollen and diatomic analyses of the Alleröd deposits in the Leningrad Region	135
Ergebnisse der Pollen- und Diatomeenanalyse der allerödzeitlichen Ablagerungen des Leningrader Gebietes	136
<i>SEIBOLD, E.:</i> Der Grosse Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee	139
The role of the Great Belt for the recent sedimentation in the Baltic Sea	164
<i>ЗЕЙБОЛЬД, Э.:</i> Значение Большого Бельта для современных донных отложений Балтийского моря	165
<i>УЛЬСТ, В. Г.:</i> Дифференциация песчаного материала по форме зерен в прибрежно-морских условиях	167
<i>ULST, V. G.:</i> Differentiation of coastal sand by shape of grains	179
Differenzierung des Sandmaterials nach der Form der Sandkörner im Küstenbereich	180
<i>BAҶZYK, J. & NOWAK, B.:</i> Die Bodenbeschaffenheit der Sandbank von Hel und ihre Erforschung mittels sedimentpetrographischer Methode	181
The differentiation of the mineral composition of sand sediments in the underwater bank of Hel	199
<i>БОНЧИК, Ю., НОВАК, Б.:</i> Донные отложения Хельской песчаной банки и их изучение с помощью литологических методов	201
<i>PFEIFFER, H.:</i> Schwermineral Seifen an der südlichen Ostseeküste	205
Heavy mineral beach placers on the southern coast of the Baltic Sea	212
<i>ПФЕНФЕР, Г.:</i> Россыпи тяжелых минералов на южном берегу Балтийского моря	212
<i>ГАЙГАЛАС, А., ГУДЕЛИС, В.:</i> Эрратические валуны стаднальных образований последнего оледенения Южной Прибалтики и динамика ледникового покрова	213
<i>GAIGALAS, A. & GUDELIS, V.:</i> Erratic boulders of the main stages of the last glaciation in the S.E. Baltic area and the dynamics of ice sheet	230

Erratische Geschiebe stadialer Bildungen der letzten Vereisung im südlichen Baltikum und die Dynamik des Inlandeises	231
<i>МАРКОВ, К. К.:</i> От частной ледниковой теории к общей палеогеографической теории	233
<i>MARKOV, K. K.:</i> From a particular Glacial theory to the general paleogeographical theory	242
Von einzelner Glazialtheorie bis zur allgemeinen paläogeographischen Theorie	243
<i>СЕРЕБРЯННЫЙ, Л. Р.:</i> Очерк палеогеографии и стратиграфии плейстоцена Дании	245
<i>SEREBRYANNY, L. R.:</i> An outline of the Pleistocene stratigraphy and palaeogeography of Denmark	257
Essai de la stratigraphie et paléogéographie du Pléistocène du Danemark	258
<i>УСИКОВА, Т. В., МАЛЯСОВА, Е. С.:</i> К вопросу о происхождении камовых возвышенностей окрестностей Ленинграда	261
<i>USIKOVA, T. V. & MALYASOVA, E. S.:</i> On the origin of kames-landscape in the vicinity of Leningrad	277
Zur Entstehung der Kames-Landschaft in der Umgegend von Leningrad	279
<i>АНАНОВА, Е. Н.:</i> Соотношение флор лихвинского межледникового Русской равнины с аналогичными флорами района Балтики и сопредельных территорий	281
<i>ANANOVA, E. N.:</i> A comparison of the flora from the Lichvin Interglacial of the Russian Plain with the corresponding ones in the Baltic region and adjacent areas	300
Ein Vergleich der Lichvininterglazialflora der Russischen Ebene mit den analogischen Floren im baltischen Raum und in angrenzenden Gebieten	302
<i>DONNER, J. J.:</i> First meeting of the INQUA Sub-commission on Baltic and Scandinavian shore-lines held in Helsinki 10—11.6.1963	305
<i>РОСА, В.:</i> A conference discussing the old shore-lines of the southern Baltic	307
<i>МАРКОВ, К. К.:</i> Юбилей выдающегося исследователя четвертичных отложений	311
<i>СЕРЕБРЯННАЯ, Т. А., СЕРЕБРЯННЫЙ, Л. Р.:</i> Рельеф и четвертичные отложения Прибалтики в трудах советских исследователей 1960—1963. Библиография	317
<i>РОСА, В.:</i> Contribution of Polish scientists to the Quaternary research of the Baltic Region. Bibliography 1960—1964	363
<i>ГРАНО, О.:</i> A new research Station for coastal studies University of Turku	367

SHORE-LINE DIAGRAMS IN FINNISH QUATERNARY RESEARCH

by

J. J. DONNER, Helsinki

In studies of the Late-glacial and Post-glacial shore-line displacement in Finland, diagrams giving the altitudes of the former shore-line surfaces have often been used. They represent two types of shore-line diagrams. Common to them both is that the y-axis gives the altitudes of the shore-lines. In one of the types, called a distance diagram (or equidistant diagram), the x-axis gives the distance between the sites studied, at right angles to the isobases for a shore-line surface which has been determined, or to isobases for the recent uplift of land. The altitudes of the raised beaches, as plotted in the diagram, are connected with lines to show the position of former shore-lines in relation to the present sea-level. In the other type, called a relation diagram (epeirogenetic spectrum by Tanner, 1930), the x-axis gives the altitude of a particular shore-line which is used as a reference level in plotting the altitudes of the studied raised beaches. The reference level forms a straight line and the position of all other determined shore-lines are shown in relation to this straight reference level.

Both types of shore-line diagrams described above were used by Ramsay. In one of the first shore-line diagrams he constructed (Ramsay, 1920) he used the highest Litorina shore-line (L.G. from "Litorina-gränsen", Litorina limit in Swedish) as a reference level. This was determined on the basis of studies by the late professor Harald Lindberg on the diatoms in muds and clays in mires. Ramsay plotted the sites in which Lindberg found brackish water sediments with *Campylodiscus clypeus* and determined the highest limit of their occurrence. Above this limit fresh-water *Ancylus* sediments were not covered with so-called clypeus-sediments. Ramsay pointed out that the highest position of the Litorina shore-line, i.e. the raised beach of this stage, may be somewhat higher than the clypeus-sediments show. In his diagram he also plotted the altitudes of the Stone Age water-side dwelling-places in relation to the reference level. In this work the highest Litorina shore-line was defined as the highest limit of clypeus-sediments, but later Ramsay

deltas correspond to the water level at the time they were formed, and therefore used them for constructing isobases for the time corresponding to the formation of the Salpausselkä moraines.

With the introduction of pollen analysis the shore-line surfaces could also be correlated with the climatic and vegetational periods separated in the pollen diagrams and giving a relative chronology for the Late-glacial and Post-glacial periods. Pollen and diatom studies of sediments in a number of lakes and mires have been widely used to determine the period during which the basins emerged from the Baltic Sea and formed independent lakes, which later often became overgrown, at least partly, with mires. By comparing the isolation levels of the basins with raised beaches, the shore-line surfaces were dated. A shore-line diagram in which the shore-lines were compared with the chronology of the varved clays and the pollen stratigraphy and also showing the altitudes of the marginal deltas of the Salpausselkä moraines, was given by Sauramo (1934). In this diagram (Fig. 2) representing the shore-lines of the Baltic Sea which was used as an example of a shore-line diagram by Wright (1937, Fig. 121, p. 354), the shore-lines were drawn as straight lines, and it is similar to the diagram constructed by Tanner (1930, Table III) for the shore-lines of northern Fennoscandia, a diagram with which Sauramo compared his own. The diagram of shore-lines in southern Finland (Fig. 3) constructed by Hyypää (1937), in which he particularly showed the metachronous character of the highest Litorina level and its relation to the Stone Age dwelling places, has also the shore-lines drawn as straight lines, as in his later diagrams (Hyypää 1960, 1963) showing the shore-lines of the Baltic Sea particularly in Sweden and Finland.

In constructing shore-line diagrams for larger areas the type of diagram with a reference level, often that of Litorina, has been used almost exclusively in later studies, whereas diagrams in which the x-axis gives the distance between the sites, at right angles to the isobases, has been used for more local studies, in agreement with Ramsay's (1931) conclusions about the merits of the two diagram types. Sauramo (1934, p. 35—36) came to the same conclusion as Ramsay in the use of diagrams and pointed out that in diagrams with a reference level the small irregularities in the shore-lines, which occur in diagrams of the other type, are eliminated. This conclusion was based on a study of the altitudes of the raised beaches along the Kangasala esker in central Finland (Fig. 4). Sauramo found that when plotting the altitudes of the raised beaches in a diagram in which the x-axis gives the distance between the sites, there are irregularities and the shore-lines appear as broken lines in the diagram. The conclusions were based on the assumption that the raised beaches very accurately reflect the altitude of the water-level at the time of their formation. If, however, the raised beaches show variations in altitude due, for instance, to exposure or type of beach the above-mentioned conclusions are not conclusive. In the example used by Sauramo the various shore-lines separated were not dated; they were

RELATIONS-DIAGRAMM DER WICHTIGSTEN STRANDLINIEN IM OSTSEEBECKEN.



Fig. 2. Shore-line diagram in which the varve chronology is also included. (Sauramo 1934, Table VI)

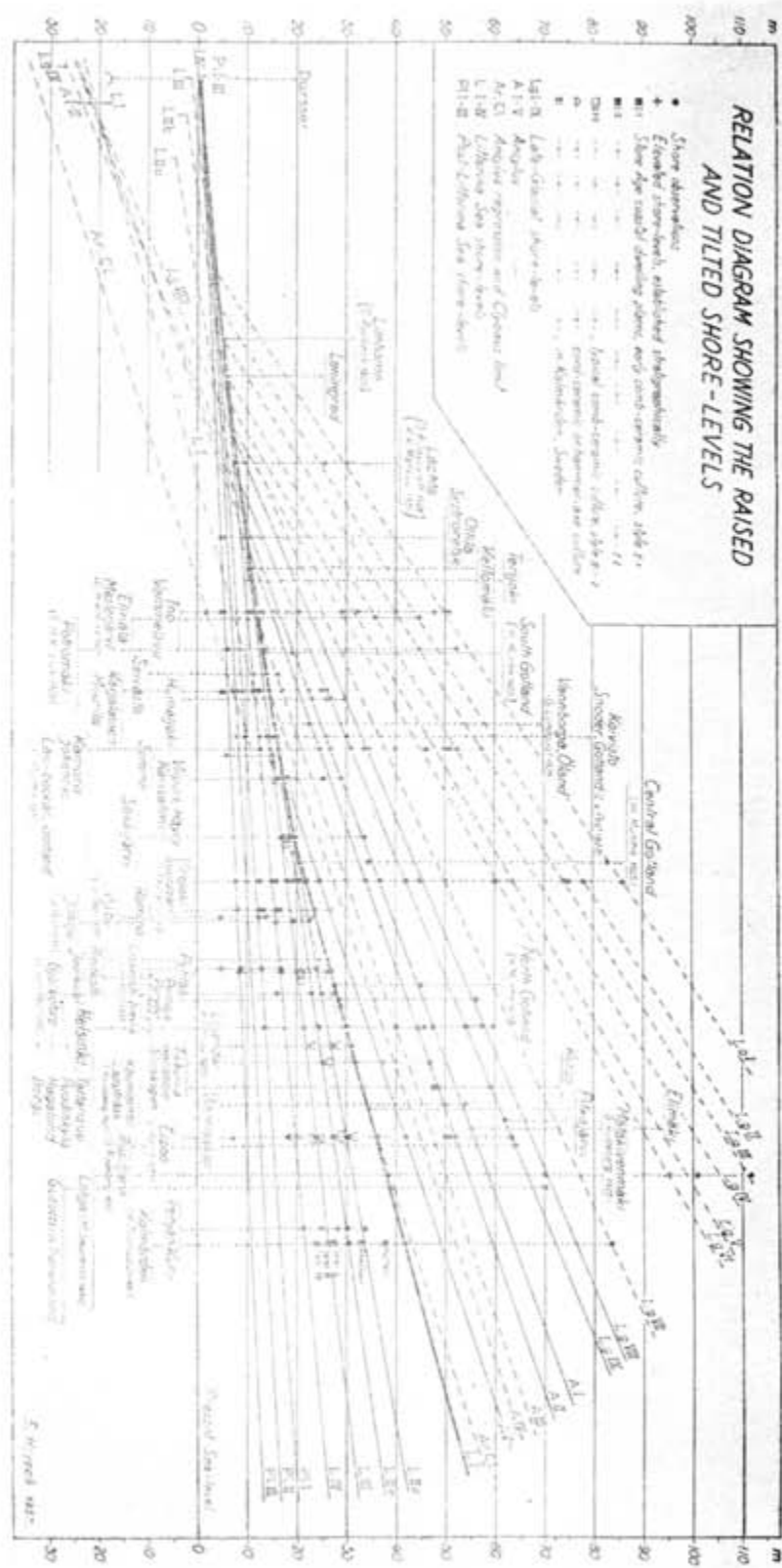


Fig. 3. Shore-line diagram particularly showing the metachronous Littorina level. (Hyypä 1937, Appendix II)

connected on the basis of height measurements of the raised beaches and on the relationship between the highest beach level and the retreat of the ice as dated with varved clays. Later Sauramo (1958, Fig. 114, p. 319) used the same diagram, in which he included the dating based on pollen stratigraphical studies.

Sauramo made especial use of pollen diagrams in dating and correlating shore-lines in a larger area. When the division into Late-glacial and Post-glacial zones, which had been separated in Denmark and Central Europe (Jessen 1935; Firbas 1949), was introduced in Finland (Sauramo 1949, Donner 1951) the shore-line surfaces could be correlated with the periods represented by the zones in the pollen diagrams. By using a great number of pollen analytically studied sites, particularly in southern and south-western Finland, Sauramo in a number of papers and finally in his last work on the history of the Baltic Sea (Sauramo 1958) concluded that some of the older shore-lines had bends caused by hinge-lines in the land uplift, in addition to the hinge-line at the zero-isobase, as seen in Fig. 5. A local fault (at Esbo near Helsinki), breaking the shore-lines B I—E, is also shown in Fig. 5 (the older shore-lines I and i are, however, not broken, which is an inconsistency in the presentation). The conclusions presented in Fig. 5 are based on earlier work by Sauramo (1939 and later) in which he had demonstrated the presence of bends in the older shore-lines as compared with the younger ones. The conclusions reached by Sauramo about the presence of hinge-lines, inside a marginal hinge-line, in the area of land uplift in Fennoscandia, rest on the accuracy with which the pollen diagrams can be used in the determination of synchronous shore-lines and also on the interpretation of changes in the diatom flora of the sediments pollen analytically studied. Because of the difficulty in determining the altitudes and shapes of synchronous shore-line surfaces, the presence of hinge-lines in the form presented by Sauramo must still be regarded as not fully proved, as indicated by later studies, especially in south-western Finland (Virkkala 1959, see also discussion in Donner 1965). Taking the above-mentioned investigations into account, it seems, on the basis of the present material, as if the shore-line diagrams in Figs. 2 and 3 (see also Tanner 1930 and Hyypä 1960, 1963), give a more correct picture of the nature of the shore-line displacement than the diagram in Fig. 5. All these diagrams, however, are generalizations based on observations from widely different parts of the area of isostatic uplift in Fennoscandia. In the construction of the diagrams it has been assumed, as mentioned above, that the relationship between the altitudes of the shore-lines is constant in large areas. This is not always the case, as pointed out already by Ramsay (1926) and later by, for instance, Hellaakoski (1928) and Tanner (1930). It is therefore likely that no shore-line diagram for a large area is correct in its details for a smaller area within that presented in the diagram. Thus, all above-mentioned shore-line diagrams for large areas of Fennoscandia are only tentative and schematic. Furthermore, the type of diagram used, i.e. the

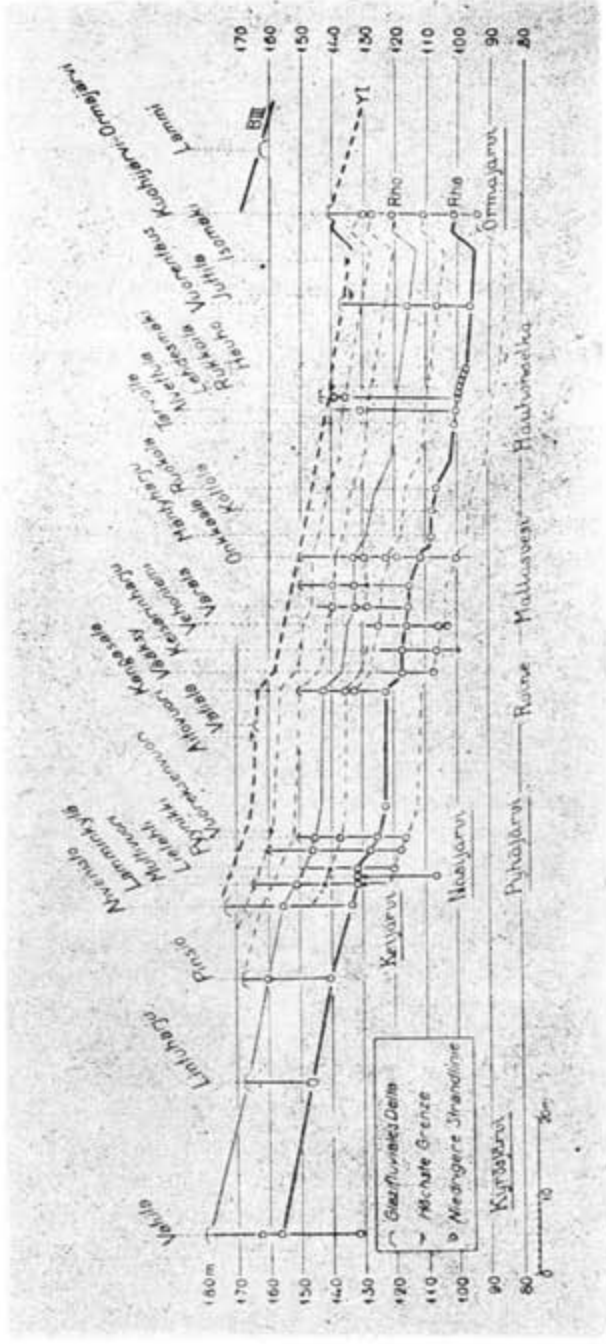


Fig. 4. Shore-line diagram (distance diagram) based on raised beaches along the Kangasala esker in central Finland. (Sauramo 1934, Fig. 2, p. 36)

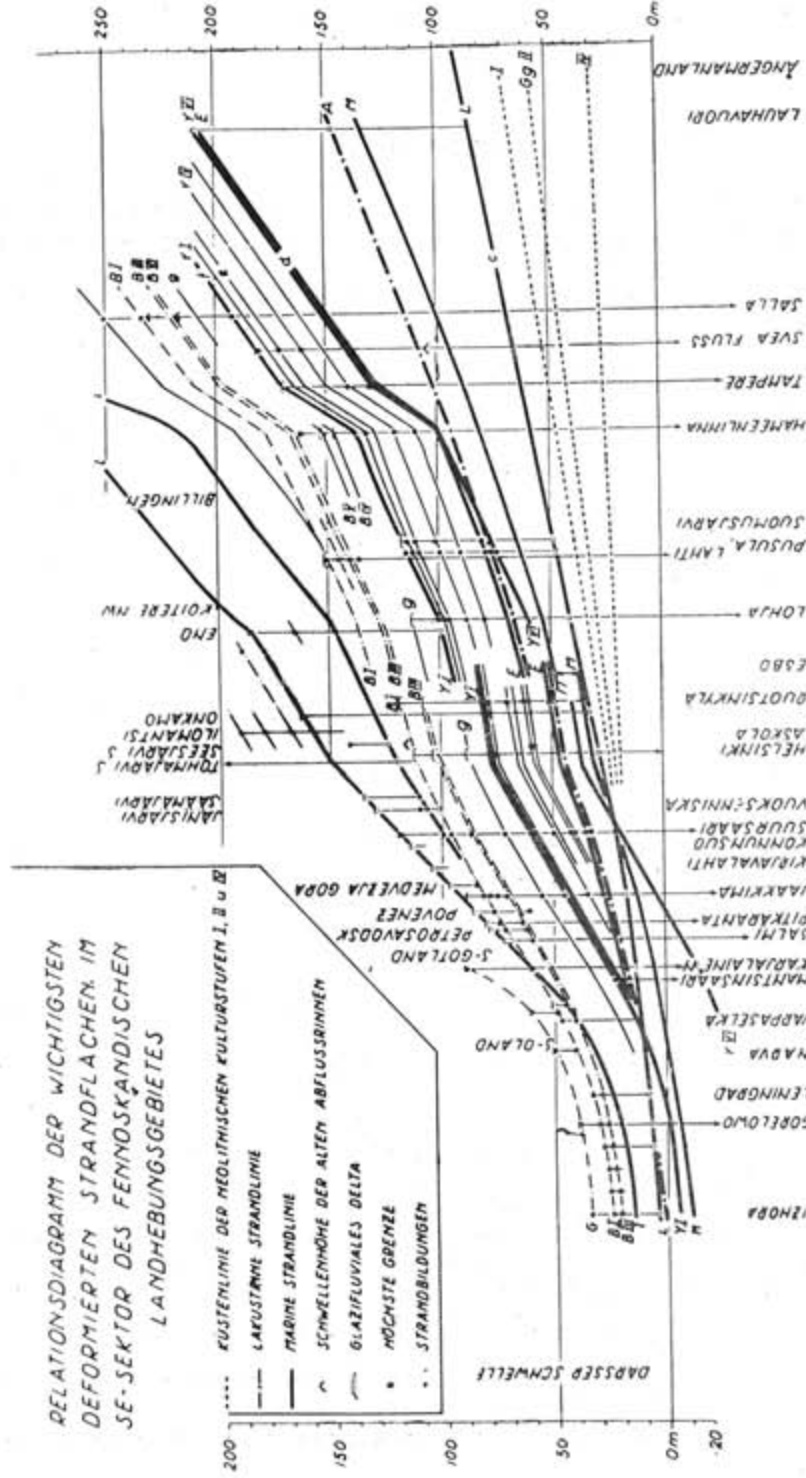


Fig. 5. Shore-line diagram showing hinge-lines. (Sauramo 1958, Fig. 128, p. 128)

relation diagram with a straight reference level, does not give the true shape of the shore-line surfaces nor direct information about the amount of tilting, as given by a distance diagram.

REFERENCES

- AARIO, L.: 1935. Die postglazialen Niveaushiftungen im mittleren Uusimaa mit Berücksichtigung ihrer Beziehungen zu steinzeitlichen Wohnplätzen.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, 44.
- DONNER, J. J.: 1951. Pollen-analytical studies of Late-glacial deposits in Finland.— C. R. Soc. géol. Finlande 24; Bull. Comm. géol. Finlande 154.
- DONNER, J. J.: 1965. The Quaternary of Finland (in: The Quaternary, Volume I, edited by K. Rankama).— John Wiley & Sons Ltd., London.
- FIRBAS, F.: 1949. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. Erster Band. Allgemeine Waldgeschichte.— Jena.
- HELLAAKOSKI, A.: 1928. Puulan järviyhmän kehityshistoria (Referat: Die Entwicklungsgeschichte der Puula-Seengruppe).— Fennia 51 (2).
- HYYPÄ, E.: 1937. Post-glacial changes of shore-line in South Finland.— Bull. Comm. géol. Finlande 120.
- HYYPÄ, E.: 1960. Quaternary geology of eastern and northern Finland.— Guide to excursion No. C 35. Intern. Geol. Congress, 21st Session, Norden, 1960.
- HYYPÄ, E.: 1963. On the Late-Quaternary history of the Baltic Sea.— Fennia 89 (1).
- JESSEN, K.: 1935. Archaeological dating in the history of north Jutland's vegetation.— Acta Archaeol., 5.
- RAMSAY, W.: 1920. Litorinagränsen i sydliga Finland.— Geol. Fören. i Stockholm Förh. 42.
- RAMSAY, W.: 1921. Strandlinjer i södra Finland.— Geol. Fören. i Stockholm Förh. 43.
- RAMSAY, W.: 1922. Randedeltan och strandlinjer i Salpausselkä-bältet.— Terra 34.
- RAMSAY, W.: 1924. On relations between crustal movements and variations of sea-level during the late Quaternary time, especially in Fennoscandia.— Fennia 44 (5): Bull. Comm. géol. Finlande 66.
- RAMSAY, W.: 1926. Nivåförändringar och stenåldersbosättning i det baltiska området (Referat: Niveaushiftungen und steinzeitliche Siedlung im baltischen Gebiete).— Fennia 47 (4).
- RAMSAY, W.: 1931. Material zur Kenntnis der spätglazialen Niveaushiftungen in Finnland.— Fennia 54 (3).
- SAURAMO, M.: 1918. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland.— Fennia 41 (1).
- SAURAMO, M.: 1923. Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland.— Fennia 44 (1); Bull. Comm. géol. Finlande 60.
- SAURAMO, M.: 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee.— C. R. Soc. géol. Finlande 8; Bull. Comm. géol. Finlande 104.
- SAURAMO, M.: 1937. Das System der spätglazialen Strandlinien im südlichen Finnland.— Soc. Sci. Fennica, Commentationes Phys.— Math. 9 (10).
- SAURAMO, M.: 1939. The mode of the land upheaval in Fennoscandia during Late-Quaternary time.— C. R. Soc. géol. Finlande 13; Bull. Comm. géol. Finlande 125; Fennia 66 (2).
- SAURAMO, M.: 1949. Das dritte Scharnier der fennoskandischen Landhebung.— Soc. Sci. Fennica, Årsbok-Vuosikirja 27 (4).
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee.— Ann. Acad. Sci. Fennicae, Ser. A, III, 51.
- TANNER, V.: 1930. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar

IV (Résumé: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandie IV).— Bull. Comm. géol. Finlande 88; Fennia 53 (1).
WRIGHT, W. B.: 1937. The Quaternary Ice Age.— 2nd ed, London.

[Manuscript received July 27th, 1964]

VERWENDUNG DER STRANDLINIENDIAGRAMME IN DER FINNISCHEN QUARTÄRFORSCHUNG

von

J. J. DONNER

ZUSAMMENFASSUNG

Bei der Untersuchungen der Strandverschiebung in Finnland während der Spät- und Nacheiszeit wurden zwei Diagrammtypen genutzt. Gemein für die beiden Diagrammtypen ist die Y—Achse, welche die Höhenlage der alten Uferlinien anzeigt. In einem von diesen Diagramme, im sogenannten Distanzdiagramm (Abb. 4) gibt die X—Achse die Abstände zwischen den untersuchten Lokalitäten senkrecht zur Isobasenfläche an. Im anderen Typus von Strandliniendiagrammen in dem sogenannten Relationsdiagramm spiegelt die X—Achse die Höhenverhältnisse einer speziell ausgewählten Strandlinie, die als eine gerade Linie gezeichnet wird, wider.

Ramsay (1920) hat sich der beiden Diagrammtypen bedient. Später aber wurde das Relationsdiagramm fast ausschliesslich bei der Darstellung der alten Strandlinien in weiträumigen Gegenden Fennoskandiens genutzt. Die neuesten Forschungen haben gezeigt, dass in Abb. 2 und 3 wiedergegebenen Diagramme das Naturbild der Landhebung am besten veranschaulichen. Alle bisher vorhandene Diagramme sollen jedoch nur als die annähernde Darstellungen gelten. Sie zeigen die Höhenlage der gekippten alten Strandlinien nur schematisch an. Die Existenz von Scharnieren (hinge-lines) innwärts der äusseren Scharnierlinie ist möglich, bleibt jedoch das Vorhandensein von ihnen inzwischen ungenügend geklärt.

ДИАГРАММЫ БЕРЕГОВЫХ ЛИНИЙ В ИССЛЕДОВАНИЯХ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА В ФИНЛЯНДИИ

И. ДОННЕР

РЕЗЮМЕ

При изучении поздне- и послеледниковых перемещений береговой линии моря в Финляндии составлялись два типа диаграмм. Общим для

них является то, что на оси ординат откладывались высотные отметки береговых линий. В одном из типов этих диаграмм, так называемой дистанционной диаграмме (рис. 4), на оси абсцисс указывается расстояние между пунктами исследований, расположенными под прямым углом к изобазам. В диаграммах другого типа, так называемых реляционных диаграммах (рис. 1, 2, 3 и 5), на оси абсцисс наносятся абс. отметки специально избранной береговой линии, рассматриваемой в качестве опорного уровня и проведенной в виде прямой.

Рамсей (1920) пользовался диаграммами обоих типов, однако, позже реляционными диаграммами стали пользоваться почти исключительно для изображения береговых линий для обширных территорий Фенноскандии (рис. 2, 3 и 5). Новейшие исследования показали, что если диаграммы, изображенные на рис. 2 и 3, дают наиболее правильное представление о характере поднятия земной коры, то тем не менее все построенные диаграммы являются как будто только пробными изображениями, схематически отражающими положения деформированных береговых линий. Присутствие шарнирных линий в тылу Внешней шарнирной линии возможно, однако они пока еще недостаточно изучены.

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛИМНИЕВОЙ И МИДИЕВОЙ СТАДИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И СТРАТИГРАФИЯ ЛИМНИЕВОЙ СТАДИИ В ЭСТОНИИ

Х. КЕССЕЛ, Таллин

Прежде чем приступить к рассмотрению стратиграфии лимниевой стадии, целесообразно коротко остановиться на истории исследования лимниевой и мидиевой стадий по данным отечественной и зарубежной литературы.

Г. Линдстрем (см. Charlesworth, 1957) выделил в 1886 году стратиграфическую единицу — лимниевую стадию (Лимниевое море), как последнюю стадию развития Балтийского моря, наступившую после литориновой стадии.

Основой для такого стратиграфического расчленения послужило резкое изменение в видовом составе фауны моллюсков на границе литориновой и лимниевой стадий: в это время в водах Балтийского моря появился пресноводный вид *Radix ovata* (Drap.) f. *baltica* Nilss., причем прежняя солоноводная фауна моллюсков полностью сохранилась.

Х. Мунте (Munthe, 1910) охарактеризовал стратиграфию литориновой и лимниевой стадий уже на основе более богатого фактического материала. Но приведенное им стратиграфическое расчленение в основных чертах совпадает с соответствующей стратиграфической схемой Линдстрема. В указанной работе Х. Мунте впервые выделил также мидиевую стадию (Мидиевое море). Он полагал, что вид *Mya arenaria* иммигрировал в район о-ва Готланд в железном веке. Как показали последующие исследования (Hessland, 1945 и др.), его предположение было все же ошибочным. Х. Мунте еще раз остановился на стратиграфии наиболее молодых береговых линий Балтийского моря в 1931 году. Он подразделил литориновую и лимниевую стадии по остаткам раковин субфоссильных моллюсков на три части: 1) более раннее лимниевое, или клюпейсовое, время, 2) литориновое время (s. str.) и 3) более позднее лимниевое время.

Заслуживают внимания некоторые малакологические исследования по вопросам стратиграфии рассматриваемых стадий, выполненные в течение 1930—1945 годов в разных странах, примыкающих к Балтийскому морю.

По О. Праттье (Pratje, 1931), в Финляндии иммиграция *Radix ovata* произошла в начале бронзового века а *Mya arenaria* — во второй половине железного века или даже в начале исторического времени. На составленной им стратиграфической схеме граница лимниевой стадии отнесена к 2400 г. до н. э. и граница мидиевой стадии — к 1000 г. до н. э.

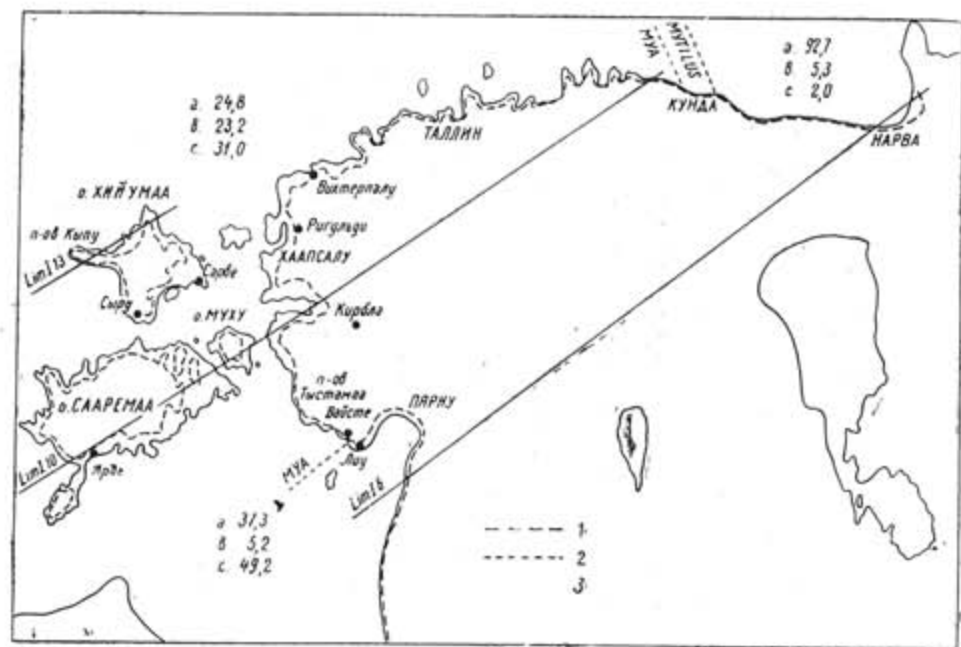


Рис. 1. Распространение Лимниевое моря на территории Эстонии

1 — высшая граница Лимниевое моря и его изобазы (последние даны в метрах); 2 — граница ареалов *Mya arenaria* и *Mytilus edulis* в прибрежной зоне современного моря. Числа при буквах а, б и с означают количество нижеисследованных форм в процентах: а — глубоководных форм *Mascoma baltica*, *Cardium edule* и др.; б — прикрепляющихся солонowodных форм *Mytilus edulis* и *Theodoxus fluviatilis*; с — пресноводных форм *Radix peregra*, *Limnaea stagnalis* и др. 3 — главные местонахождения лимниевых лагуны и фауны субфоссильных моллюсков лимниевое возраста

По схеме С. Экмана (Ekman, 1932) иммиграция *Radix ovata* началась в бронзовом веке, примерно за 2000 лет до н. э. На этой же схеме указано время распространения *Radix ovata* и *Mya arenaria* в виде единой стадии, названной им «современной стадией».

Ю. Штоллер (Stoller, 1931) расширил границы мидиевой стадии, включив в нее еще и лимниевую стадию в качестве более ранней части мидиевой стадии.

В. Э. Анкел (Ankel, 1936) на основе распространения *Theodoxus fluviatilis* (L.) f. *littoralis* L. назвал современное море *Theodoxus*-морем. Согласно упомянутому автору, распространение названного вида характерно для прибрежной зоны современного Балтийского моря, до глубины 2 м.

Советский ученый Л. А. Зенкевич (1955) в своей стратиграфической схеме привел для более молодых отрезков Балтийского моря названия «современное» и *Mascoma*-море. При этом он основывался на широком распространении *Mascoma baltica* L. в биоценозе морского дна в пределах всего современного бассейна.

Следует отметить, что по существующей традиции руководящими формами для стратиграфии береговых образований Балтийского моря обычно выбирают более прибрежные формы моллюсков, переотложенные в береговых валах.

Предложение Анкеля и Зенкевича использовать новые руководящие формы и для мидиевой стадии в Эстонии неприемлемо, так как оба вида моллюсков встречаются в отложениях береговых и морских образований уже начиная с литоринового времени.

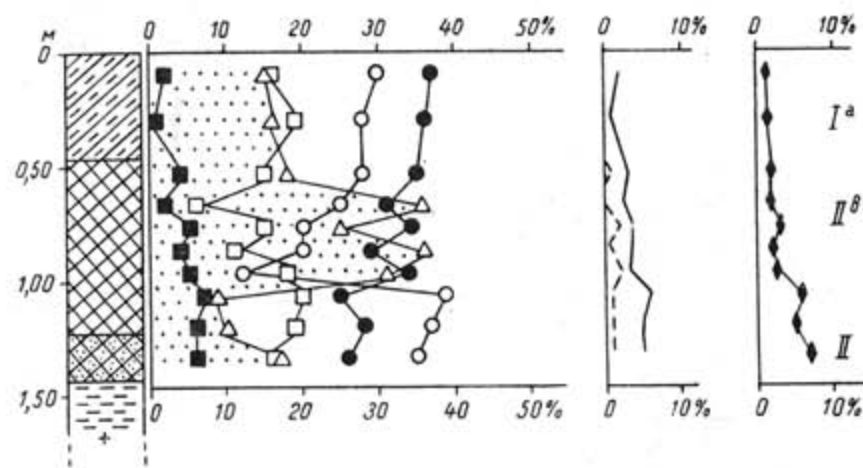


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма разреза болота Вайсте около г. Пярну
Условные обозначения см. на рис. 3

И. Хессланд (Hessland, 1945) выдвинул новую гипотезу о распространении *Mya arenaria* в Европе, которая не согласуется с представлениями более ранних исследователей. По его мнению, *Mya arenaria* была завезена человеком из Америки в Англию с целью использования его в пищу. Но подобная иммиграция *Mya arenaria* не могла произойти раньше, чем в XVI—XVII веке, когда судоходство развилось до уровня дальнего плавания. Из прибрежных вод Англии личинки этого моллюска переносились морскими течениями через Датский пролив в Балтийское море. Так как скорость течения здесь сравнительно большая (130 км в сутки), то рассеивание личинок *Mya arenaria* произошло практически одновременно в Атлантическом океане у побережья Норвегии и в Северном море, а также в пределах всего Балтийского моря.

И. Хессланд впервые приурочил начало мидиевой стадии к XVI—XVII веку н. э. Такого мнения придерживался и В. К. Гуделис (Gudelis, 1953 и 1955).

Из литературных данных следует, что в решении проблемы Лимниевое и Мидиевое морей для исследователей представляют интерес главным образом два момента: 1) какие формы моллюсков являются руководящими в отложениях этих стадий и 2) каким образом можно с уверенностью установить границу между названными стадиями.

В отношении руководящей формы Лимниевое море нет особых разногласий, т. е. ею считают *Radix ovata f. baltica*. Нижнюю границу лимниевой стадии можно определить по сравнительно одновременному появлению названного вида в отложениях береговых валов на всем протяжении бассейна Лимниевое море.

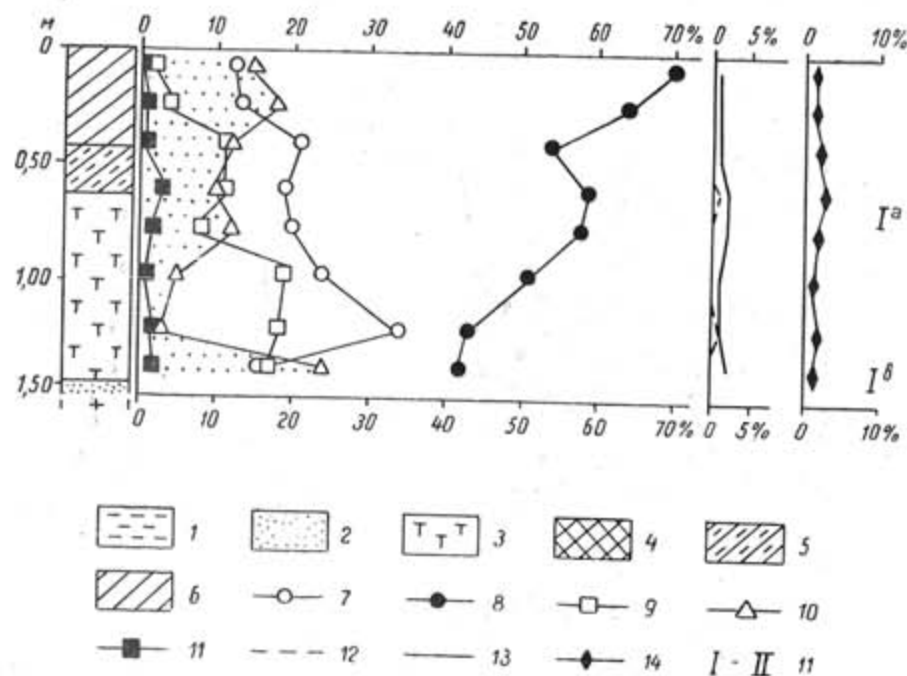


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма разреза болота Вихтерпалу в северной части Эстонии

Условные обозначения: 1 — глина; 2 — песок; 3 — озерная известь; 4 — сфагнелит; 5 — гипново-осоковый торф; 6 — осоковый торф. Пыльца древесных пород: 7 — березы, 8 — сосны, 9 — ольхи, 10 — ели; 11 — сумма пыльцы широколиственных пород (дуба + липы); 12 — липы, 13 — дуба, 14 — орешника; 15 — фазы развития лесов по Посту-Нильсону

В то же время в вопросах стратиграфии мидиевой стадии наблюдается полная неразбериха. «Руководящая» форма *Mya arenaria* фактически не используется.

Новый критерий для стратиграфического расчленения послелиторинового времени выработал В. К. Гуделис (1957 и 1961). Он предложил назвать последний период в развитии Балтийского моря стадией Балтика («Baltica»), подчеркивая этим близость к современным биогеографическим условиям. По его мнению, основные преобразования палеогеографической обстановки в бассейне Балтийского моря произошли на границе между суббореальным и субатлантическим периодами. Таким образом, прежняя лимниевая стадия им расчленена на две части: настоящая лимниевая стадия и следующая за ней стадия — Балтика. Границу между этими стадиями он провел по границе между суббореальным и субатлантическим периодами, отнеся ее образование к 500—600 г. до н. э.

В статье М. И. Нейштадта и В. К. Гуделиса (1961) в качестве последней стадии в развитии Балтийского моря указывается «время Муа» («время Балтика»), которое здесь соответствует субатлантическому периоду и позднему голоцену (по времени 0—2500 лет).
Относительно выяснения стратиграфии более молодых береговых линий Балтийского моря палинологическим методом трудно сказать что-либо

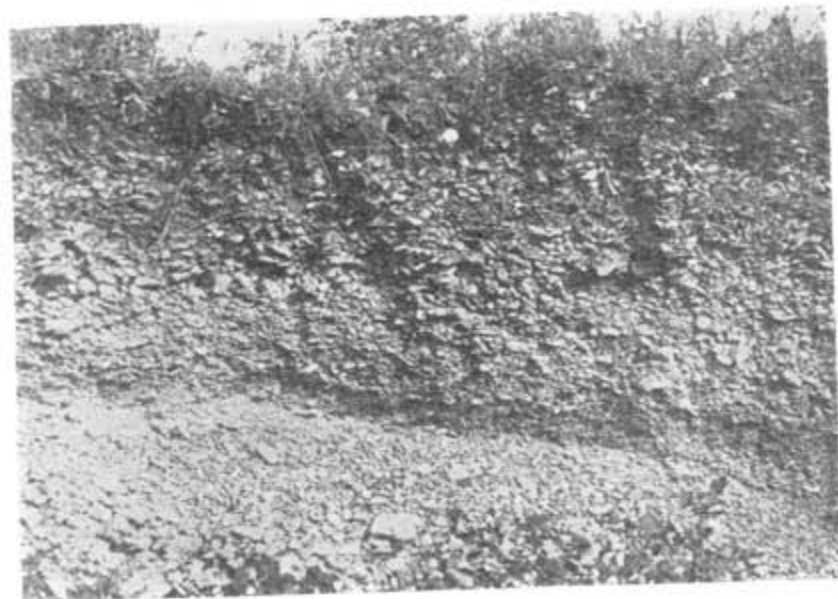


Фото 1. Слабоокатанные щебневые отложения берегового вала (Lim I) в Вики на о-ве Сааремаа

определенное. Пока нет сведений, какую четкость и детальность дает названный метод для этого времени. В иностранной литературе сравнительно мало данных о возможности применения этого метода в вышеуказанных целях, но все же имеются некоторые примеры.

К. Мельдер (Mölder, 1955) методом пыльцевого и диатомового анализов выяснил, что береговая линия PL_{III} (последиторинговая) находится около Хамина (в южной Финляндии) на абсолютной отметке 7,5 м; возраст ее 1500 г. н. э., что соответствует субатлантическому периоду.

М. Саурамо (Sauramo, 1954) отбросил название «мидиевая стадия», используя только название «лимниевая стадия».

Аналогично рассматривает лимниевую стадию С. Флорин (Florin, 1963).

Р. Бринкманн (Brinkmann, 1954), наоборот, считает мидиевую стадию самостоятельной стратиграфической единицей, начало которой относится к 1000 г. н. э.

В более поздней стратиграфической схеме М. Саурамо (Sauramo, 1958) представлены опять обе стадии (лимниевая и мидиевая), соответствующие субатлантическому периоду с началом около 1000 г. до н. э.

Начало мидиевой стадии, по его данным, соответствует около 1000 г.н. э., а начало лимниевой стадии совпадает с границей субатлантического периода.

Новейшие данные о лимниевой и мидиевой стадиях привел в своих стратиграфических схемах, опубликованных в ежегоднике «Ballica», Ю. Бончик (Bączuk, 1963). Согласно его схемам начало лимниевой



Фото 2. Хорошоокатанный галечник берегового вала (Lim III) в Сууремыйза на о-ве Vormsi

стадии условно датируется примерно 1600—2000 г. до н. э., а начало мидиевой стадии — 0 и 600 г. н. э. Начало лимниевой стадии, очевидно, совпадает с концом суббореального периода. Продолжительность этого и последнего, субатлантического периода оценивается примерно в 800—1000 лет. Примерно 2000 лет тому назад началась современная стадия. Подобная тенденция к использованию названия «современная стадия» отмечается и в некоторых других работах, авторы которых основываются, по-видимому, главным образом на спорово-пыльцевых анализах торфяников и на археологических исследованиях.

Приведенный краткий обзор в отношении перечня работ и затронутых в них вопросов, конечно, не является полным, однако он дает известное представление о состоянии исследований более молодых стадий Балтийского моря.

Из приведенных данных выясняется, что пользование термином «время Муа» затруднено, вследствие различного понимания его.

Ниже мы остановимся коротко на истории исследования лимниевой и мидиевой стадий в Эстонии.

Исследования Лимниевое моря были начаты на территории Эстонии в середине XIX века сбором субфоссильных лимниевых моллюсков. Спи-

сок фауны лимниевых моллюсков был опубликован впервые в работе Э. Эйхвальда (Eichwald) в 1852 году.

В. Яануссон (Jaanusson, 1944) рассмотрел характер фауны моллюсков Лимниевое моря в связи с установлением границ между литориновой и лимниевой стадиями. Основываясь на малакологическом материале с о-ва Vormsi, он принял за руководящую форму лимниевой



Фото 3. Клифф Пюссина на о-ве Муху. Фото А. Далоз

стадии *Limnaea stagnalis*. По Яануссону, граница между названными стадиями соответственно относится к 300—700 г. н. э. Исследования автора статьи показали, что эта точка зрения ошибочна. В этой же работе Яануссон рассматривал мидиевую стадию как наиболее молодую эпоху лимниевой стадии.

Пользуясь главным образом геоморфологическим методом исследования, П. Кентс* выделил в Эстонии пять более молодых береговых линий послелиторинового времени. Они обозначены археологическими названиями и охарактеризованы следующим возрастом: береговая линия позднего (младшего) каменного века, береговая линия бронзового века, береговая линия железного века, береговая линия 250 г. н. э. и береговая линия 1000 г. н. э. Из них возраст трех более древних береговых линий был определен путем сопоставления с соответствующими береговыми линиями PL_I, PL_{II} и PL_{III} (Нууррә, 1937) в Финляндии.

В отношении развития Лимниевое моря П. Кентс отмечает, что в течение послеледникового времени в Эстонии произошла трансгрессия в конце каменного века, за 1500 лет до н. э., когда в Уусимаа (Финлян-

* P. Kents. Postglatsiaalsed Läänemere randjoone võnkumised Eestis illustreeritud Kõpu poolsaarel. 1939. Рукопись в фондах ТГУ.

дия) установлено повышение уровня воды той же самой трансгрессии на 4,4 метра. Сравнительно слабая трансгрессия была отмечена также в железном веке, примерно за 500 лет до н. э. и непродолжительная остановка регрессии в бронзовом веке, приблизительно за 900 лет до н. э.

Отложения лимниевой и мидиевой стадий, по стратиграфической схеме Эстонии, целиком охватывают верхнюю часть среднего голоцена (НІ₄) (Аалоз и др., 1958).



Фото 4. Волноприбойная ниша в клиффе Ойу на о-ве Сааремаа. Фото А. Аалоз

Позднее детальное расчленение лимниевой стадии было проведено автором данной статьи (Ряста, 1957; Кессел, 1960 и 1961).

Мидиевая стадия всегда рассматривалась автором как короткое промежуточное время, что противоречит возражениям С. В. Яковлевой, опубликованным в ежегоднике «Baltica» в 1963, стр. 65.

Прежде чем перейти к вопросам стратиграфии лимниевой стадии в Эстонии, следует сделать несколько предварительных замечаний.

Основой для проведенного автором стратиграфического расчленения послужил преимущественно малакологический материал, собранный в 29 местонахождениях Лимнивого моря (всего 15 805 экз.) и в 30 местонахождениях на современном берегу (всего 41 737 экз.) Как известно, фауна субфоссильных моллюсков Балтийского моря в прибрежных отложениях Эстонии встречается сравнительно часто. Подходящие экологические условия и мелкозернистый характер отложений создали предпосылки не только для жизни моллюсков, но и для сохранения их раковин после смерти и захоронения.

Основываясь на эстонском малакологическом материале, можно сказать, что названия отдельных стадий Балтийского моря по руководящим

моллюскам вполне оправдывают себя не только для начальных (анциловая и литориновая), но также и для наиболее поздних отрезков его истории. Наш малакологический материал указывает на возможность использования для стратиграфического расчленения послелиторинового времени формы *Radix peregra* f. *baltica**.

Ниже приводятся в сжатом виде наиболее существенные результаты, полученные при изучении фауны субфоссильных моллюсков Лимнивого моря на территории Эстонии.

Фауна лимниевых моллюсков в бассейне с мезогалинным режимом представлена в общем более пресноводными формами, чем фауна литориновых моллюсков. Видовой состав ее сравнительно бедный. В списке



Фото 5. Серия береговых валов к северу от клиффа Уйзу. Фото А. Аалоз

субфоссиальной фауны установлено лишь 15 видов лимниевых моллюсков, за исключением пяти реликтовых форм Литоринового моря. Основная часть фауны лимниевых моллюсков была полупресноводной и содержала, с одной стороны, небольшое количество пресноводных видов материкового происхождения, а с другой — реликтовые элементы литориновой стадии. Из стеногалинных форм Литоринового моря в лимниевой фауне моллюсков сохранились в виде реликтов *Littorina littorea* L., *Littorina saxatilis* Ol.) f. *rudis* (Maton), *Zippora membranacea* J. Adams, *Rissoa inconspicua* Ald. и *Scrobicularia piperata* Gmelin. Можно предполагать, что *Littorina littorea* и *L. saxatilis* существовали более длительное время, чем другие стеногалинные виды, как *Zippora membranacea*, *Rissoa inconspicua* и *Scrobicularia piperata*.

* По мнению Хюбендика (Масап, 1960 по Hubendick, 1945) правильнее пользоваться названием *Radix peregra* вместо *Radix ovata*.

Из евригалинных форм Литоринового моря в лимниевой фауне преобладали: *Cardium edule* L., *Mytilus edulis* L., *Macoma baltica* (L.), *Hydrobia ulvae* (Penn.) и *H. ventrosa* (Mont.) f. *baltica* Nilss., *Theodoxus fluviatilis* (L.) f. *littoralis* L. К ним с течением времени присоединились следующие полупресноводные и пресноводные формы: *Radix peregra* (Müller) f. *baltica* Nilss, *Limnaea stagnalis* (L.) f. *subulata* Westerlund, *L. stagnalis* (L.) f. *lacustris* Studer, *Bithynia tentaculata* (L.), *Stagnicola*



Фото 6. Береговые валы на о-ве Кыйнасту. Фото А. Аалоз

palustris (Müller) f. *corvus* Gmelin, *S. palustris* (Müller) f. *fusca* C. Pfeiffer и др.

В начале лимниевой стадии руководящая форма Лимниевского моря *Radix peregra* f. *baltica* встречалась в проливах Северо-Западного архипелага Эстонии в количестве 2—37% от общего количества моллюсков. Этот вид распространялся на большом протяжении вдоль береговой линии, что указывает на значительное опреснение морской воды в то время.

Около 2500 лет назад опреснение морской воды бассейна в пределах территории Эстонии достигло такого уровня, что создались условия для иммиграции второго пресноводного вида *Limnaea stagnalis* в районе северо-западной части рассматриваемой территории.

Первые по времени находки *Limnaea stagnalis* сделаны близ Хаапсалу. Среди моллюсков, собранных в юго-восточной части Хийумаа, *Limnaea stagnalis* встречался уже в количестве 2—10%.

К этому времени соленость воды в больших внутренних заливах, видимо, понизилась до 4—5‰, а на побережье архипелага она была на 2—3‰ выше современной солености воды.

Третий пресноводный вид — *Bithynia tentaculata*, который встречается также в лимниевых отложениях Хаапсалу, иммигрировал туда сравнительно недавно, приблизительно 1700 лет тому назад.

Еще позднее иммигрировали в эти районы другие перечисленные выше пресноводные моллюски. Распространение их произошло одновременно на протяжении всего побережья. В Рижском заливе, где соленость



Фото 7. Скопление раковин моллюсков (белая извилистая полоса) на низменном берегу в Вальгеранна (см. деталь на ф. 8)

воды 3—5‰, пресноводные моллюски встречаются в большем количестве, чем на северо-западном побережье, где соленость выше (около 6—7‰).

Находки *Mya arenaria* известны в прибрежных отложениях, располагающихся на абсолютных отметках 0,5—2,5 м (рис. 1; Сарве на о-ве Хийумаа, Ярве на о-ве Сааремаа и Лиу на п-ове Тыстамаа).

На острове Сааремаа, в 15 км к западу от г. Кингисеппа, в Ярве, найдены *Mya arenaria* на абсолютных отметках 2,5 м. Здесь имеется



Фото 8. Скопление створок *Cardium edule* на берегу Вальгераша (деталь ф. 7). 1:2. Фото А. Аалоз.
1 — *Cardium edule*

хорошее обнажение в виде длинного откоса на самом берегу моря. Высота подножия откоса — 1 м, и современные штормовые волны свободно достигают уровня слоев со створками *Mya arenaria*.

Створки *Mya arenaria* встречены еще в отложениях заросших береговых валов Сарве и Лиу на абсолютных отметках 0,5—0,7 м. Эти береговые образования очень молодые, но современные штормовые волны все же не достигают их подножия, так как они находятся в вершинах неглубоких бухточек, недоступных для штормовых волн.

Mya arenaria в современном море в пределах Эстонии имеет органическое распространение, и не встречаются ни в Нарвском, ни в Рижском заливах (рис. 1). Но в северо-западной части прибрежного моря этот вид составляет в среднем 8% от всех современных моллюсков.

Распространение *Mya arenaria* прекращается в тех районах Эстонии, где соленость морской воды меньше 5‰.

При сравнении видового состава современных моллюсков между собой с составом моллюсков, установленных в отложениях на абсолютных

отметках до 5 м, выясняется, что в прибрежной зоне моря в пределах Эстонии состав их в основном один и тот же, но в зависимости от солености воды количественное соотношение моллюсков изменяется. Это иллюстрируется рис. 1, на котором по экологическим условиям выделено три района: Нарвский залив от Кунда до Нарва—Йыэсуу, Финский залив от



Фото 9. Скопление створок *Mytilus edulis*, *Cardium edule* и *Mya arenaria* на современном берегу в Яани на о-ве Сааремаа. 1:2. Фото А. Аалоз

Вихтерпалу до Ригульди и Рижский залив от Лиу до границы Латвийской ССР.

На основании данных о расширении ареала пресноводных моллюсков и иммиграции новых их представителей, можно утверждать, что соленость воды в прибрежном море в Эстонии за последнее время снизилась. Температура воды за последние 500 лет изменилась незначительно. Уже в XVI—XVII веке в бассейне Балтийского моря господствовали в общих чертах современные экологические условия, и его фауна моллюсков мало отличалась от современной. Причиной переселения морского вида *Mya arenaria* в Балтийское море явилось не изменение экологических условий на более морские, а наличие благоприятных для существования этого вида условий.

В связи с этим, как нам кажется, нет основания для выделения самостоятельной мидиевой стадии, а вместо этого следует продолжить лимниевую стадию до современного времени. Это мнение было высказано автором уже раньше (Кессел, 1960).

Отложения Лимниевое море и соответствующие формы рельефа простираются в виде сравнительно узкого пояса по всему эстонскому побережью (рис. 1).

В северо-западной части Эстонии отложения лимниевой стадии находятся максимально на абсолютных отметках 13 м, но эта отметка постепенно понижается к юго-востоку; на побережье Пярнуского залива отложения эти расположены лишь на несколько метров выше современного уровня моря.

По своему литологическому характеру и мощности отложения Лимнивого моря близки к отложениям Литоринового моря. Они представлены чаще всего прибрежными осадками: песками, гравием и галечниками (фото 1 и 2). Мощность их обычно не более двух метров. Литологический состав отложений аккумулятивных форм Лимнивого моря в Эстонии предопределяется характером исходного материала.

Важнейшие местонахождения береговых валов с субфоссильными моллюсками Лимнивого моря, послужившие основой для выделения двух первых фаз данной стадии (Lim I и Lim II), находятся на о-ве Хийумаа и в окрестности Хаапсалу на абсолютных отметках 13,5—9 м. В этих местах для отложений Лимнивого моря характерно только присутствие *Radix peregra f. baltica*.

Хорошо выраженные береговые образования фазы Lim III имеются в этих же районах, а также в юго-западной части Эстонии, например, на о-ве Тыстамаа и в окрестностях Хяэдемээсте недалеко от границы Латвийской ССР. Они известны на о-ве Хийумаа и около Хаапсалу на абсолютной отметке 6—7 м и понижаются в направлении северо-запада и юго-востока до высоты 1 м. В этих местах, кроме *Radix peregra f. baltica*, найдены еще *Limnaea stagnalis* и *Bithynia tentaculata*, а также в небольшом количестве некоторые стеногалинные виды Литоринового моря.

Более молодые береговые образования Лимнивого моря (Lim IV) встречаются чаще в северо-западной части территории. Они выделены на о-ве Вормси и около Хаапсалу, где располагаются на абсолютной отметке 4—5 м. В этих отложениях встречались также створки *Littorina saxatilis*.

Еще имеются данные о береговых образованиях Лимнивого моря с северо-западной части Эстонии на абсолютной отметке 2 м. Эти образования относятся к современной фазе Lim V.

Если в течение отдельных фаз Литоринового моря неотектоническое поднятие на всей территории Эстонии было еще настолько заметным, что привело к формированию цепи четко отличимых друг от друга разновозрастных береговых образований, то в стадии Лимнивого моря условия для возникновения и сохранения прибрежных образований не были уже столь благоприятными, в частности, в северо-восточной и юго-западных частях территории. Во время Лимнивого моря неотектоническое поднятие в названных районах (около Пярну и Нарва) было менее интенсивным, чем во время предыдущих стадий, и соответствующие прибрежные образования либо возникали на очень небольшом расстоянии друг от друга (менее одного метра по высоте), либо покрывались морской водой в течение последующих фаз и в дальнейшем были переработаны.

В связи с этим геоморфологический метод при выяснении стратиграфии Лимнивого моря не дает повсюду хороших результатов. Так, к юго-востоку от Пярну и к востоку от Кунда при помощи этого метода невозможно отделить береговые образования Lim I от береговых образований Lim II, так как теоретическое расстояние по высоте между ними менее чем 0,5—1 м.

На о-ве Тыстамаа и в окрестности Хяэдемээсте береговые образования Лимнивого моря наблюдаются только в виде двух цепей. Их

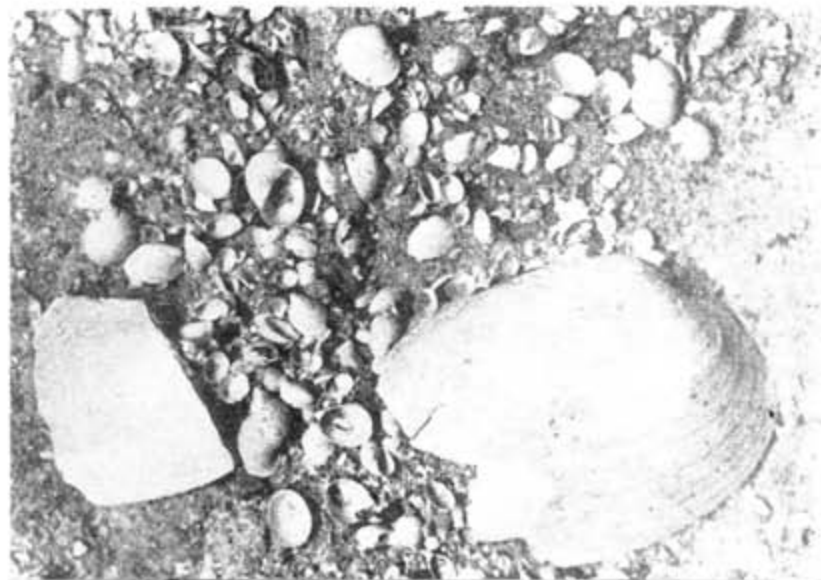


Фото 10. Раковины моллюсков Анцилового озера (A₁) в Курбла. Встречаются: *Ancylus fluviatilis*, *Radix peregra f. baltica*, *Pisidium nitidum* и *Unio tumidus*. Нат. вел.

возраст определяется по найденным в береговом вале около Вайсте створкам *Limnaea stagnalis*, которые появляются в северо-западной части Эстонии в фазе Lim III.

Возраст береговых образований Вайсте можно определить также палинологически. Около Вайсте располагаются два заболоченных озера, в нижних слоях отложений которых наблюдается характерное для II фазы развития лесов* уменьшение пыльцы ели (10%) и сравнительно большое содержание пыльцы дуба — 7% (рис. 2). Такое содержание пыльцы характерно для фазы Lim III. Болото Вайсте окаймлено со стороны моря аккумулятивной формой с абсолютной отметкой 4 м, относящейся к цепи береговых образований, отложения которых характеризуются около Вайсте моллюсками *Limnaea stagnalis*.

По пыльцевому анализу, начало накопления отложений в древней лагуне Вихтерпалу, окаймленной береговым образованием на абсолют-

* По Посту-Нильсону.

ной отметке 2 м, соответствует зоне Ib развития лесов и среднему отрезку субатлантического периода (рис. 3).

В последнее время для датировки возраста отложений лимниевой стадии все большее значение приобретает радиоуглеродный метод. Хотя к настоящему времени у нас имеется мало соответствующих данных, все же можно сослаться на статью А. Лийва (Liiva, 1963), который определил радиоуглеродным методом (C^{14}) возраст торфа из нижней части культурного слоя стоянки Кяэна (Южная Эстония) — $4865 \pm \pm 235$ лет. Этот торф принадлежит, согласно пыльцевому анализу, выполненному А. Сарвом, к IV фазе развития лесов. Можно полагать, что возраст торфа стоянки Кяэна характеризует время близ границы IV и III фаз развития лесов.

Как известно, литориновая регрессия (может быть даже трансгрессия по П. Кентсу) в L. IV фазе развития лесов совпадает по времени с началом суббореального периода (соответственно IV фаза развития лесов). Переходное к лимниевой стадии время — фаза Lim I характеризуется уже началом III фазы развития лесов.

Также был определен возраст слоев близ границы III и II фаз развития лесов по древесине из пограничного горизонта в верховом болоте Сьямяги (около Таллина) — 3310 ± 230 лет (Liiva и Soovik, 1960).

В данном случае абсолютными цифрами датируются не непосредственно береговые образования, а те пыльцевые зоны в болотных отложениях материковой части, с которыми эти образования косвенно сопоставляются. Эта попытка датировать отдельные отрезки лимниевой стадии по первоначальным данным радиоуглеродного метода позволяет получить следующие даты: начало лимниевой стадии — примерно 4500 лет т. н. и третьей ее фазы (Lim III) — около 3300 лет т. н.

Что касается общего характера развития Лимниевое море, то, как нам кажется, все его уровни в Эстонии были регрессивными. Органических отложений, погребенных под морскими отложениями Лимниевое море, не найдено.

В условиях регрессии береговая линия Лимниевое море сравнительно быстро отступала в сторону моря, в связи с чем продолжительность береговых процессов в прибрежной зоне моря была относительно кратковременной. Поэтому на регрессивных береговых линиях Лимниевое море неизвестны крупные формы рельефа и большие мощности накопления прибрежных отложений, наоборот, они здесь незначительные и распространяются прерывисто.

Условия формирования береговых образований Лимниевое море мало отличались от современных (К. Орвику и Каарел Орвику, 1961).

На побережье Эстонии в современное время почти повсюду распространяется отмельный берег (фото 3—6). Как видно на фото 7—9, песчаный низменный берег на побережье Рижского залива в Вальгеранна характеризуется массовым скоплением раковин моллюсков.

Резюмируя все вышесказанное относительно лимниевой стадии, следует отметить, что исследование фауны субфоссильных моллюсков

более молодой стадии Балтийского моря наряду с применением палинологического и радиоуглеродного методов является ключом к выяснению закономерностей ее развития и основой для сопоставления стратиграфии лимниевых фаз отдельных республик, расположенных у Балтийского моря.

Эта длительная стадия (около 4500 лет) по сравнению с другими более древними стадиями развития Балтики изучена слабее. Несомненно, что исследования лимниевой стадии в Эстонии должны быть продолжены.

Береговая линия Lim I в Эстонии предварительно сопоставляется с уровнем PL I в Финляндии (Нуурра, 1937) и с уровнем Lit b в Латвии (Гринбергс, 1957).

Как нам кажется, лимниевая стадия в развитии Балтики представляет собой промежуточную стадию, как например, эхенейсовая стадия между йольдиевой и анциловой стадиями, а также мастоглоиевая стадия между анциловой и следующей за ней литориновой стадиями. По Саурамо (Saugamo, 1929) в мастоглоиевой стадии в Балтийском море встречена фауна моллюсков по своему составу очень сходная с современной фауной. К сожалению, в древних береговых отложениях Эстонии до сих пор не найдены субфоссильные моллюски эхенейсовой и мастоглоиевой стадий.

В течение анциловой стадии Балтийское море стало автономным озерным бассейном, не связанным с Мировым океаном. Об этом свидетельствует анциловая фауна моллюсков в соответствующих береговых образованиях Эстонии на разных абсолютных отметках. Анциловая фауна моллюсков содержит только пресноводные формы материкового происхождения, как, например, *Ancylus fluviatilis* Müller, *Radix peregrina* (Müller) f. *ovata* Nilss., *R. p. f. patula* Da Costa, *R. p. f. obtusa* Kobelt, *R. p. f. fontinalis* Geyer, *Unio tumidus* Philipsson, *Bithynia tentaculata* L., *Pisidium nitidum* Clessin и др. (Фото 10).

На протяжении литориновой стадии связь Балтики с Мировым океаном осуществлялась через Датские проливы. В начале лимниевой стадии уровень Мирового океана стал медленно понижаться, и Датские проливы, возникшие в литориновой стадии, постепенно обмелели, что привело к уменьшению солености морской воды в Балтийском море.

Окончательное вымирание литориновых реликтовых форм, таких как *Littorina littorea* и *L. saxatilis*, произошло в Эстонии недавно, около 1500 лет тому назад. Как показали данные малакологических анализов, соленость воды ниже 7—8‰ явилась здесь критической для этих реликтов (Кессел, 1958). Вообще воды Балтийского моря в течение лимниевой стадии опреснились в пределах побережья Эстонии на 4—8‰, по сравнению с водами первых фаз литориновой стадии.

При сравнении фауны субфоссильных моллюсков лимниевой стадии с фауной литориновой стадии бросается в глаза их значительное сходство (фото 11). Состав субфоссильных моллюсков лимниевой

стадии ясно указывает на то, что по своему происхождению они относятся к фауне литориновой стадии.

Согласно имеющимся у нас материалам представляется целесообразным оставить для более поздней хронологии Балтийского моря

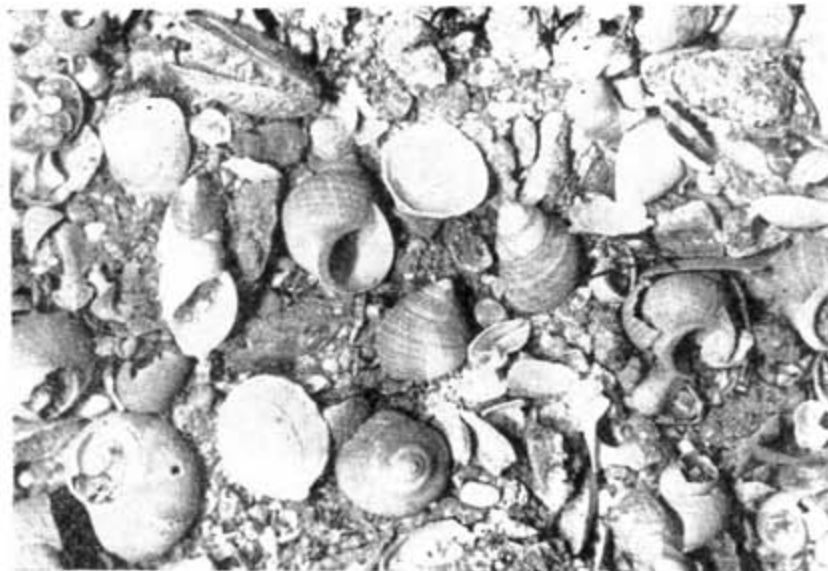


Фото 11. Раковины моллюсков Лимниевое море в Сыру на о-ве Хийумаа. Встречаются *Radix peregra* f. *baltica*, *Littorina littorea* и *L. saxatilis* f. *rudis*, *Hydrobia ventrosa*, *Macoma baltica* и *Mytilus edulis*. Нат. вел.

только лимниевую стадию, которая последовала за литориновой стадией и продолжается до наших дней (так называемая современная фаза).

ЛИТЕРАТУРА

- ААЛОЭ А. О., МАРК, Э. Ю. и др.: 1958. Обзор стратиграфии палеозойских и четвертичных отложений Эстонской ССР. Таллин.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Некоторые вопросы развития Балтийского моря и неотектоники голоцена. Вопросы голоцена, Сборник статей к VI Междунар. конгрессу ИНКВА в Варшаве. Ин-т геогр. АН СССР, Ин-т геол. и геогр. АН Литовской ССР, Вильнюс.
- ГРИНБЕРГС, Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ЗЕНКЕВИЧ, Л. А.: 1955. Моря СССР, их фауна и флора. Москва.
- КЕССЕЛ, Х. Я.: 1958. Новые данные о фауне субфоссильных и современных моллюсков Балтийского моря в Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. III, Таллин.

КЕССЕЛ, Х. Я.: 1960. О геологии голоценовых береговых образований Балтийского моря на территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. V, Таллин.

КЕССЕЛ, Х. Я.: 1961. Древние береговые образования на юго-западном побережье Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VIII, Таллин.

НЕНШТАДТ, М. И. и ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Проблемы голоцена. Вопросы голоцена. Сборник статей к VI Междунар. конгрессу ИНКВА в Варшаве. Ин-т геогр. АН СССР и Ин-т геол. и геогр. АН Литовской ССР, Вильнюс.

ОРВИКУ, К. К. и ОРВИКУ, КААРЕЛ.: 1961. О закономерностях строения и развития современного морского берега Эстонии. Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VIII, Таллин.

РЯСТА, Х. Я.: 1957. Древнебереговые образования Балтийского моря в Эстонской ССР. Научные сообщения Ин-та геол. и геогр. АН Литовской ССР, т. IV, Вильнюс.

ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1963. Основные этапы изучения четвертичных отложений и истории развития восточной части Финского залива. «Baltica» I, Вильнюс.

АНКЕЛ, В. Е.: 1936. Prosobranchia. Tierwelt der Nord- und Ostsee. Teil IX, b₁. Giessen.

ВАЦЫК, J.: 1963. Genèse de la Prêsqu'île de Hel, sur la base développement du Golf de Gdańsk. „Baltica” I, Vilnius.

BRINKMANN, R.: 1954. Abriss der Geologie. II Band. Historische Geologie. Stuttgart.

CHARLESWORTH, J. K.: 1957. The Quaternary Era. Vol. II. London.

EICHWALD, E.: 1852. Dritter Nachtrag zur Infusorienkunde Russlands. Bull. Soc. Naturalist, Nr. 2. Moscou.

EKMAN, Sv.: 1932. Die biologische Geschichte der Nord- und Ostsee. Tierwelt der Nord- und Ostsee. Teil I, b. Uppsala.

FLORIN, S.: 1963. Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. „Baltica” I, 1963, Vilnius.

GUDELIS, V.: 1953. Baltijos pajurio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale Lietuvos TSR ir Kaliningrado srities PSFSR ribose. Disertacija. Vilnius.

GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos pajurio neotektoninio aktyvumo klausimu. Lietuvos TSR MA Darbai, B. 3, Vilnius.

HESSLAND, J.: 1945. On the Quaternary Mya period in Europe. Ark. för zoologi, Bd. 37, A. Nr. 8. Stockholm.

HYYPÄ, E.: 1937. Postglacial Changes of Shore-Line in South Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., Nr. 120. Helsinki.

JAANUSSON, V.: 1944. Über die postglaziale Entwicklung der Insel Vormsi in Estland. Bull. Comm. Geol. Finl., Nr. 132.

LIIVA, A. ja SOOVIK, T.: 1960. Absoluutse vanuse määramise esimesi kogemusi radioaktiivse süsiniku (C^{14}) meetodil Eestis. Первые результаты определения абсолютного возраста радиоуглеродным (C^{14}) методом в Эстонии. Резюме. Тр. Ин-та геол. АН Эстонской ССР, т. VII, Таллин.

LIIVA, A.: 1963. Käära neoliitilise asula dateering radioaktiivse süsiniku meetodil. С резюме: Определение абсолютного возраста неолитической стоянки Кяапа радиоуглеродным методом. Изв. АН Эстонской ССР, т. XII, сер. общественных наук, Nr. 1, Таллин.

MACAN, T. T.: 1960. A Key to the British Fresh and Brackish-water Gastropoda. London.

- MUNTHE, H.: 1910. Studier öfvrer Gotlands senkvartära historia. Sver. Geol. Unders., ser. C, Nr. 4. Stockholm.
- MUNTHE, H.: 1931. Litorinahavet, Clypeushavet och Limnaeahavet. Geol. Fören. Förh., Bd. 53. Stockholm.
- MOLDER, K.: 1955. Die Diatomeenflora des Moores Lähdesuo bei der Stadt Hamina in Südfinnland. Arch. Soc. „Vanamo“, Nr. 9. Helsinki.
- PRATJE, O.: 1931. Geologie der Nord- und Ostsee. Tierwelt der Nord- und Ostsee. Teil I, d₁. Königsberg.
- SAURAMO, M.: 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bull. Comm. Géol. Finl., Bd. 86.
- SAURAMO, M.: 1954. Das Rätsel des Ancylussees. Geologische Rundschau, Bd. 42, H. 2.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Scient. Fenn., ser. A, III, 51. Helsinki.
- STOLLER J.: 1931. Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. 1. Marine Ablagerungen. Berlin.

[Поступило: 25.VI.1964 г.]

HISTORY OF THE STUDY OF THE LIMNEA AND MYA STAGES OF THE BALTIC AND THE STRATIGRAPHY OF THE LIMNEA STAGE ON THE TERRITORY OF THE ESTONIAN S.S.R.

by

H. KESSEL

SUMMARY

Since the beginning of the Late Holocene (Hl₄), one can state a gradual decrease in the salt content of the Baltic. Proof of this are the subfossils of fresh water molluscs in the coastal deposits of the Baltic Sea in Estonia.

On the basis of an examination of the mollusc fauna it is possible to observe but one stage of the development of the Baltic during that time — the stage of the Limnea Sea (Lim).

On the whole, the Limnea mollusc fauna contains euryhaline salty water molluscs. Besides, there are also some fresh water molluscs coming from inland waters in the environment.

The composition of the species of the mollusc fauna found in the coastal deposits of the Limnea Sea clearly shows the gradual changes in the ecological conditions of the Baltic Sea during the Limnea stage. The character of the mollusc fauna points to a decrease of 5—8‰ of the salt content in the water in the littoral area.

The mollusc fauna in this brackish water is very poor on species. There have been stated only 15 species in total (with the exception of 5 relict forms of the Littorina Sea), and namely 5 marine, 2 brackish-water and 8 limnish (fresh-water) species. Next to a decrease in the marine species, a peculiar feature in Estonia is also the inconsiderable number of individual molluscs, and, finally, a striking reduction of the size of molluscs,

which was studied on the shells of *Mya arenaria* and *Mytilus edulis*, in particular. There are frequently observed great numbers of individual molluscs (*Mytilus edulis* and *Cardium edule*) on the beach of the Gulf of Pärnu (photos 8 and 9).

Stenohaline molluscs of the fresh water species of the Limnea Sea (*Littorina littorea*, *L. saxatilis* f. *rudis*, *Rissoa incospicua*, *Zippora membranacea*, and *Scrobicularia piperata*) are met as relict forms (fig. 11) from the beginning of the Limnea Sea (in the course of 20 hundred years), in the Limnea sediments.

The brackish-water species, *Radix peregra* f. *baltica* has immigrated into the Baltic Sea by the beginning of this stage. The fresh-water forms, *Limnaea stagnalis* f. *subulata* and *L. stagnalis* f. *lacustris* have immigrated in the phase of Lim III, and the fresh water species *Bithynia tentaculata* — in the phase Lim IV (of a duration of 15 hundred years).

The present mollusc fauna of the Baltic is relatively richer in marine forms in the vicinity of the coast (at the depth of up to 5 metres) of the Gulf on Finland as well as near the islands of Saaremaa, Hiiumaa, Vormsi and Muhu, where the salt content amounts to 6—7‰. At a decrease of the salt content below 4‰, as is the case in the bays of Narva and Pärnu, there appear great numbers of fresh water molluscs (fig. 1).

The marine form *Mya arenaria*, though coming from the salty Atlantic Ocean, immigrated into the Estonian waters in the 16-th century. Shells of these molluscs have been found in the youngest coastal deposits at an absolute height of 0.5—2.5 m.

The occurrence of the indicator fossil of the Mya Sea, *Mya arenaria*, has been stated but sporadically and in single numbers in the sediments of the old and recent Estonian coastal formations (fig. 1 and photo 9).

It is not possible to overlook the stage of the Mya Sea in the history of the Baltic. Frequent shifts of the borders between the stages of the Limnea and Mya complicate the summarized survey and easily lead to misunderstandings in the geochronological definitions (Pratje, 1931; Ekman, 1932; Ankel, 1936; Hessland, 1945; Sauramo, 1954; Gudelis, 1953, 1955; Зенкевич, 1955; Нейштадт and Гуделис, 1961).

Therefore it ought to be more to the purpose to prolong the stage of the Limnea up to the present Baltic stage. It would be appropriate to determine the beginning of the Limnea stage with the time of the immigration of the fresh water molluscs *Radix peregra* from the inland waters.

The occurrence of the brackish-water form *Radix peregra* f. *baltica* in the Estonian coastal sediments of the Late Holocene is frequent and clearly observable.

The marine deposits of the Limnea Sea are mainly represented by fine-grained clastic sediments which were formed in very shallow parts off the shores of the Baltic; deep-water deposits are rather scarce. The coastal deposits consist of a coarser and better-sorted material (rubble, gravel and coarse-grained sand) [photos 1 and 2], deposited in narrow

stretches along the shorelines of the Limnea Sea on the NW and W coasts of Estonia and in the western archipelago of the islands of Saaremaa and Hiiumaa. There we may observe coastal formations at 5 different levels (Lim I—V).

The stratigraphical division of the coastal formations of the Limnea Sea was mainly effected on the basis of a malacological analysis and the most important phases were determined by a pollen analysis.

The stage of the Limnea Sea corresponds to the forest zones III—I* (the Sub-boreal and Sub-atlantic times). On the grounds of the pollen analysis the Lim III phase corresponds to the zone II of the forest history* of Estonia (fig. 2).

One of the most important moments at the dating of the age of the Limnea Sea is the absolute age (C^{14} dating) of the boundary horizon of the peat layers, e. g. 3310 ± 230 years in Estonia (Liiva and Sovik, 1960).

The highest boundary of the Limnea Sea (Lim I) in Estonia is on the peninsula of Kõpu at 13 m above the sea-level, and of the phase Lim III — at the same spot, at 8 m above the sea-level.

During the stage of the Limnea Sea, the Baltic had a regressive character. In the best cases, one can follow an unbroken coastline at a distance of but a few kilometers, and usually even less. Therefore the study of shorelines and their attribution to the Limnea Sea as well as the definition of their ages is rather complicated, and this particularly in respect to the youngest phases of the Limnea.

Finally it must be mentioned that the stratigraphy of the Limnea Sea is at present still at a preliminary stage and the studies must be intensified and continued.

FORSCHUNGSGESCHICHTE DER LIMNEA- UND MYASTADIEN DER OSTSEE UND STRATIGRAPHIE DES LIMNEASTADIUMS AUF DEM TERRITORIUM DER ESTNISCHEN S.S.R.

von

H. KESSEL

ZUSAMMENFASSUNG

Seit Beginn des Spätholozäns (HI₄) kann man eine allmähliche Verminderung des Salzgehaltes der Ostsee feststellen. Darauf weisen die Subfossilien von Süßwassermollusken in den Sedimenten der jüngeren Küstenablagerungen der Ostsee in Estland hin.

* according to L. v. Post, 1925 and T. Nilsson, 1935.

Auf Grund der Untersuchungen der Molluskenfauna kann man während dieser Zeit nur ein Stadium der Entwicklung der Ostsee — das Stadium des Limneameeres (Lim) — beobachten.

Im allgemeinen wurden in der Limnea-Molluskenfauna euryhaline Mollusken der Salzwasserarten angetroffen. Ausserdem sind auch Süßwassermollusken, welche aus den umliegenden Binnengewässern stammen, gefunden.

Der Bestand der Arten der Molluskenfauna, die in den Küstenablagerungen des Limneameeres festgestellt sind, charakterisiert deutlich die allmählichen Veränderungen der ökologischen Bedingungen im Ostseebecken während des Stadiums des Limneameeres. Das Charakter der Molluskenfauna weist auf eine Verminderung des Salzgehaltes des Wassers bis 5—8‰ im strandnahen Litoralgebiet hin.

Die Molluskenfauna dieses Brackwassermeeres ist sehr artenarm. Hier sind insgesamt nur 15 Arten gefunden (mit Ausnahme von 5 Reliktformen des Litorinameeres), von denen 5 marin, 2 Brackwasserarten und 8 limnische (Süßwasser-) Arten darstellen. Neben der Abnahme mariner Arten fällt auch in der Molluskenfauna die geringe Individuenzahl in Estland auf, und schliesslich zeigen manche Arten eine auffallende Grössenreduktion, die an den Muschelschalen *Mya arenaria* und *Mytilus edulis* genauer studiert wurde. Häufig sind Individuen der Mollusken (*Mytilus edulis* und *Cardium edule*) am Strande der Pernauschen Bucht (Photo 8 und 9) in grossen Mengen vertreten.

Stenohaline Mollusken der Salzwasserarten des Litorinameeres (*Littorina littorea*, *L. saxatilis* f. *rudis*, *Rissoa incospicua*, *Zippora membranacea* und *Scrobicularia piperata*) sind als Reliktformen (Abb. 11) seit Beginn des Limneameeres (im Laufe von 2000 Jahren) in den Sedimenten des genannten Meeres angetroffen.

Die Brackwasserart *Radix peregra* f. *baltica* ist zu Beginn dieses Stadiums in das Ostseebecken eingewandert. Die Süßwasserformen *Limnaea stagnalis* f. *subulata* und *L. stagnalis* f. *lacustris* sind in der Lim III Phase immigriert; Süßwasserart *Bithynia tentaculata* ist in der Lim IV Phase (vor 1500 Jahren) eingewandert.

Die heutige Molluskenfauna der Ostsee ist im strandnahen Wasser (Wassertiefe bis 5 Meter) des Finnischen Meerbusens, sowie bei Ösel, Dagö, Worms und Moon, wo der Salzgehalt 6—7‰ beträgt, an marinen Formen relativ reicher. Beim Sinken des Salzgehaltes unter 4‰, wie es in den Buchten von Narwa und Pernau der Fall ist, erscheinen dagegen Süßwassermollusken in grosser Zahl (Abb. 1).

Die Meeresform *Mya arenaria*, deren Heimat zwar der an Salzgehalt reiche Atlantische Ozean ist, immigrierte in das Ostseebecken Estlands im 16. Jahrhundert. Muschelschalen dieser Mollusken sind in den jüngsten Küstenablagerungen von 0,5 bis 2,5 m absoluter Höhe gefunden.

Das Vorkommen des Leitfossils vom Myameer *Mya arenaria* ist in den Sedimenten der alten und rezenten Küstenbildungen Estlands sporadisch und vereinzelt festgestellt (Abb. 1 und Photo 9).

Ist es nicht möglich das Stadium des Myameeres in der Geschichte der Ostsee zu übersehen. Häufige Verschiebungen der Grenzen zwischen den Stadien des Limnea- und Myameeres erschweren die zusammenfassende Darstellung und führen leicht zu Missverständnissen in den geochronologischen Bestimmungen (Pratje, 1931; Ekman, 1932; Ankel, 1936; Hessland, 1945; Sauramo, 1954; Gudelis, 1953, 1955; Зенкевич, 1955; Нейштадт und Гуделис, 1961).

Es dürfte daher doch zweckmässiger sein, das Stadium des Limneameeres bis zum gegenwärtigen Ostseestadium zu verlängern. Für den Beginn des Limneastadiums kommt am ehesten der Zeitpunkt der Immigration des Süsswassermollusken *Radix peregra* aus den Binnengewässern in Frage.

Das Vorkommen der Brackwasserform *Radix peregra f. baltica* erscheint während des Spätholozäns in den Küstenablagerungen Estlands deutlich und häufig.

Die Meeresablagerungen des Limneastadiums sind im allgemeinen durch feinkörnige klastische Sedimente vertreten, die in sehr seichten strandnahen Teilen des Ostseebeckens entstanden; Meeresablagerungen des tieferen Wassers treten verhältnismässig selten auf. Die Küstenablagerungen bestehen aus gröberem und sortiertem Material (Schotter, Kies und grobkörniger Sand, (Photo 1 und 2) und treten als schmale Streifen längs der Strandlinien des Limneameeres an der NW- und W-Küste Estlands und im westlichen Archipel von Ösel und Dagö auf. Es können dort Küstenbildungen auf 5 verschiedenen Niveaus (Lim I—V) beobachtet werden.

Die stratigraphische Eingliederung der Küstenbildungen des Limneameeres wurde hauptsächlich auf Grund der malakologischen Analyse durchgeführt, während die bedeutendsten Phasen nach den Pollenanalysen bestimmt wurden.

Das Stadium des Limneameeres entspricht den Zonen III—I der Waldgeschichte* (den subborealen und subatlantischen Zeiten). Auf Grund der Pollenanalyse entspricht die Lim III Phase der II Zone der Waldgeschichte* in Estland (Abb. 2).

Eines der wichtigsten Momente bei der Datierung des Alters des Limneameeres ist das absolute Alter (C^{14} Datierung) des Grenzhorizontes in Torflagern, z.B. 3310 ± 230 Jahre in Estland (Liiva und Soovik, 1960).

Die höchste Grenze des Limneameeres (Lim I) befindet sich in Estland auf der Halbinsel Kõpu bei 13 m ü.d.M. und die der Lim III Phase im demselben Ort bei 8 m ü.d.M.

* Nach der Zonengliederung L. v. Post's, 1925 und T. Nilsson's, 1935.

Im Stadium des Limneameeres hatte die Ostsee regressiven Charakter. Nur in den günstigsten Fällen lässt sich eine und dieselbe Küstenlinie ununterbrochen mehrere Kilometer verfolgen, meistens ist die Strecke kürzer. Dadurch wird zweifellos die Verfolgung der Strandlinien und die Bestimmung ihrer Zugehörigkeit zum Limneameere, ferner auch ihre approximative Altersschätzung beeinträchtigt und erschwert; besonders gilt dies für die jüngsten Phasen des Limneameeres.

Abschliessend muss gesagt werden, dass die Stratigraphie des Limneameeres gegenwärtig noch im Anfangsstadium der Erforschung steht und einer weiteren intensiven Bearbeitung bedürft.

ON THE POST-GLACIAL DEVELOPMENT OF THE GREAT BELT

by

HARALD KROG, Charlottenlund

As part of an inter-Nordic programme of cooperation on problems of the history of the Baltic Sea borings in the sea bottom have been carried out with a Kullenberg piston sampler (Kullenberg, 1947) during recent years (Krog, 1960). The Danish investigations have been concentrated on the Great Belt and adjacent waters, and in the paper mentioned above the author discussed the nature of a Post-glacial rise of the water level within the Great Belt area demonstrated by material from two of these borings.

The investigations are in no way completed, and the material is still insufficiently examined, but as recent investigations on the development of the western Baltic have strengthened discussion on the water level changes of this area it may be desirable to present some of the preliminary results obtained.

As a background, a few words on the problems of the western Baltic may be useful.

The general ideas concerning the development of the Baltic are roughly as follows. During the retreat of the ice an ice dammed lake filled the Baltic until intrusion of sea water across middle Sweden transformed it into the brackish Yoldia Sea. With the isostatic uplift of southern and middle Sweden the Pre-boreal Yoldia Sea and the following Eocene Sea were gradually separated from the ocean and changed into the fresh water Ancylus Lake. This lake persisted until its gradual change into the Littorina Sea by the eustatic transgression of sea water through the Danish Belts during late Boreal or early Atlantic times. These basic ideas, arrived at chiefly by Swedish and Finnish investigators (von Post, Munthe, Ramsay, Sauramo a. others), are generally accepted, but opinions differ widely as to the details.

Until recently it has been uncertain to what degree the western Baltic has taken part in this development. According to most authors the Ancylus Lake is supposed to have had a steadily rising level until a later phase, when it was drained to ocean level by an outlet over the

Darss threshold (between Faister and northern Germany) and through the Great Belt. Others support the theory of an outlet through the Öresund, or through both the Öresund and the Great Belt. The idea of an earlier connexion with the ocean through the Great Belt has been put forward too.

From investigations in coastal land areas SE of Rügen, Kliewe and Reinhard (Kliewe & Reinhard, 1960, Kliewe, 1962, 1963) support the idea of a continuous rise in the level of the Ancylus Lake until the end of the Boreal. From the end of the Boreal they describe a drop in its level from ca. -7 to ca. -20 m. (compared to present sea level) conditioned by an erosional lowering of the Darss threshold to sea level and outflow through the Great Belt. From the presence of brackish water sediments below those of the Ancylus Lake, Kliewe and Reinhard conclude that their investigation area was part of the Yoldia Sea during its terminal phase, the Echineis Sea. In a similar way they demonstrate the onset of the Littorina transgression by the appearance of brackish water sediments above those from the Ancylus regression.

Recent investigations of the sea bottom (borings and echograms) in the area W of Darss (the Mecklenburg Bay) and in the Darss threshold area, by O. Kolp, have resulted in a rather different opinion (Kolp, 1961, 1964). According to Kolp (1964) this area had a connection to the sea during the end of the Late-glacial and during the Pre-boreal, preferably through the Great Belt, but possibly over the Darss threshold too, since brackish water sediments exist from these periods. He further suggests that the Ancylus Lake never surpassed the level of the Darss threshold (ca. -18 m.) and, consequently, had no outlet at all, as the Öresund was thus also too shallow. Kolp also demonstrates a period of regression during the Boreal, though earlier than that postulated by Kliewe and Reinhard for the area E of Darss. The regression is demonstrated by peat layers down to ca. -29 m., and is explained by a contemporary eustatic lowering of sea level, and by a dry climate. Slightly brackish water sediments from the end of the Boreal (zone V) are interpreted as representing the early Littorina transgression (*Mastogloia* substage), and a marked salinity increase is indicated from very early Atlantic time (early zone VI). These results suggest that the Baltic W of Darss (the Belt Sea) underwent similar salinity changes during Late- and Post-glacial times as found in the Baltic E of Darss, though the two areas developed partly independantly until late Boreal time, because of the intervening Darss threshold.

The idea of a late Boreal or very early Atlantic marine transgression of the western Baltic (Kiel Bay and Lübeck Bay) is supported by other investigations from these areas, e.g. Tapfer (1939), Schmitz (1953), and Köster (1961).

The Danish investigations have provided several cores covering particularly the Boreal and early Atlantic period of development.

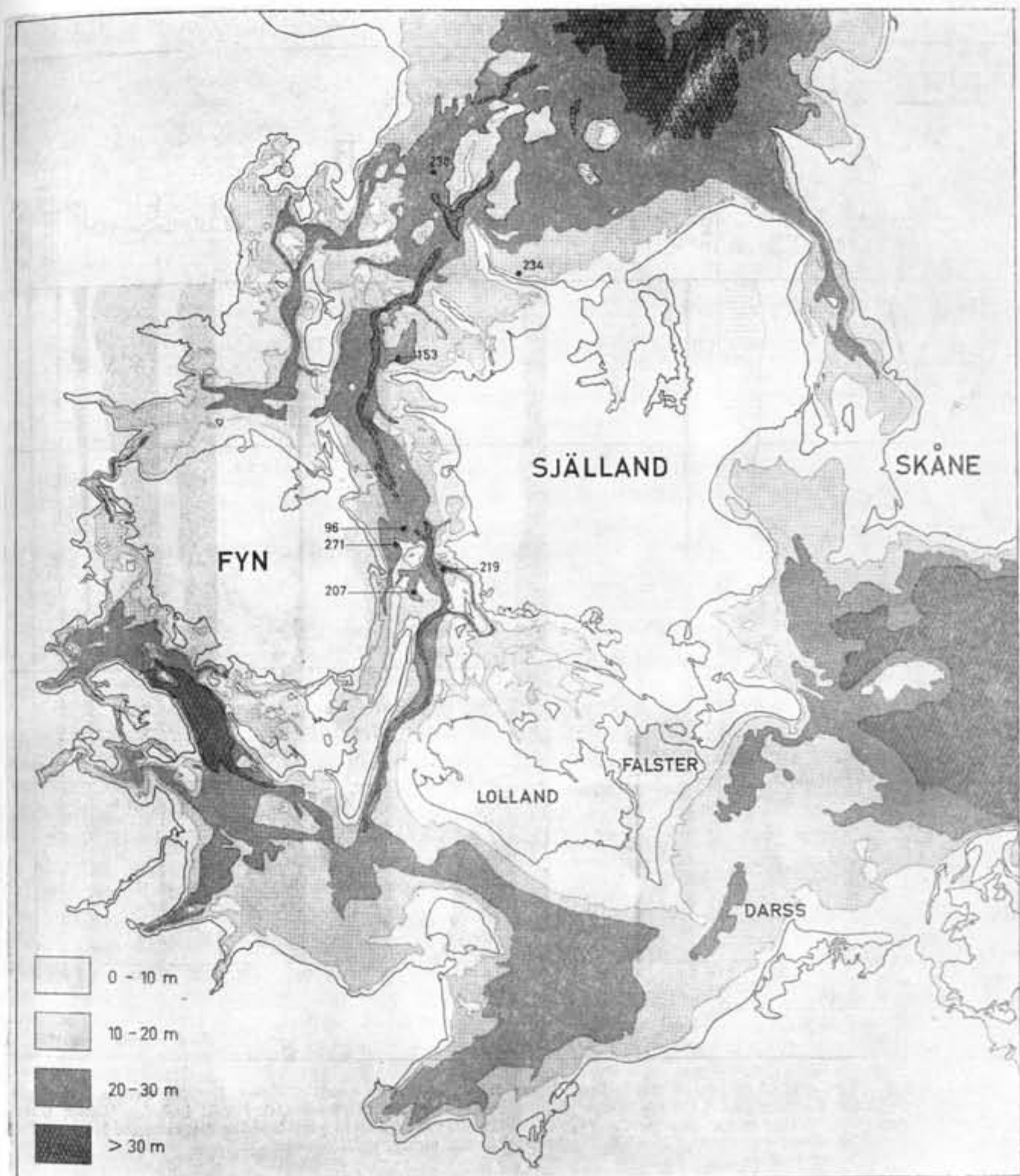


Fig. 1. Positions of borings

GREAT BELT. Bor. No. 96. Lat. 55° 23' 4" N. Long. 10° 56' 1" E

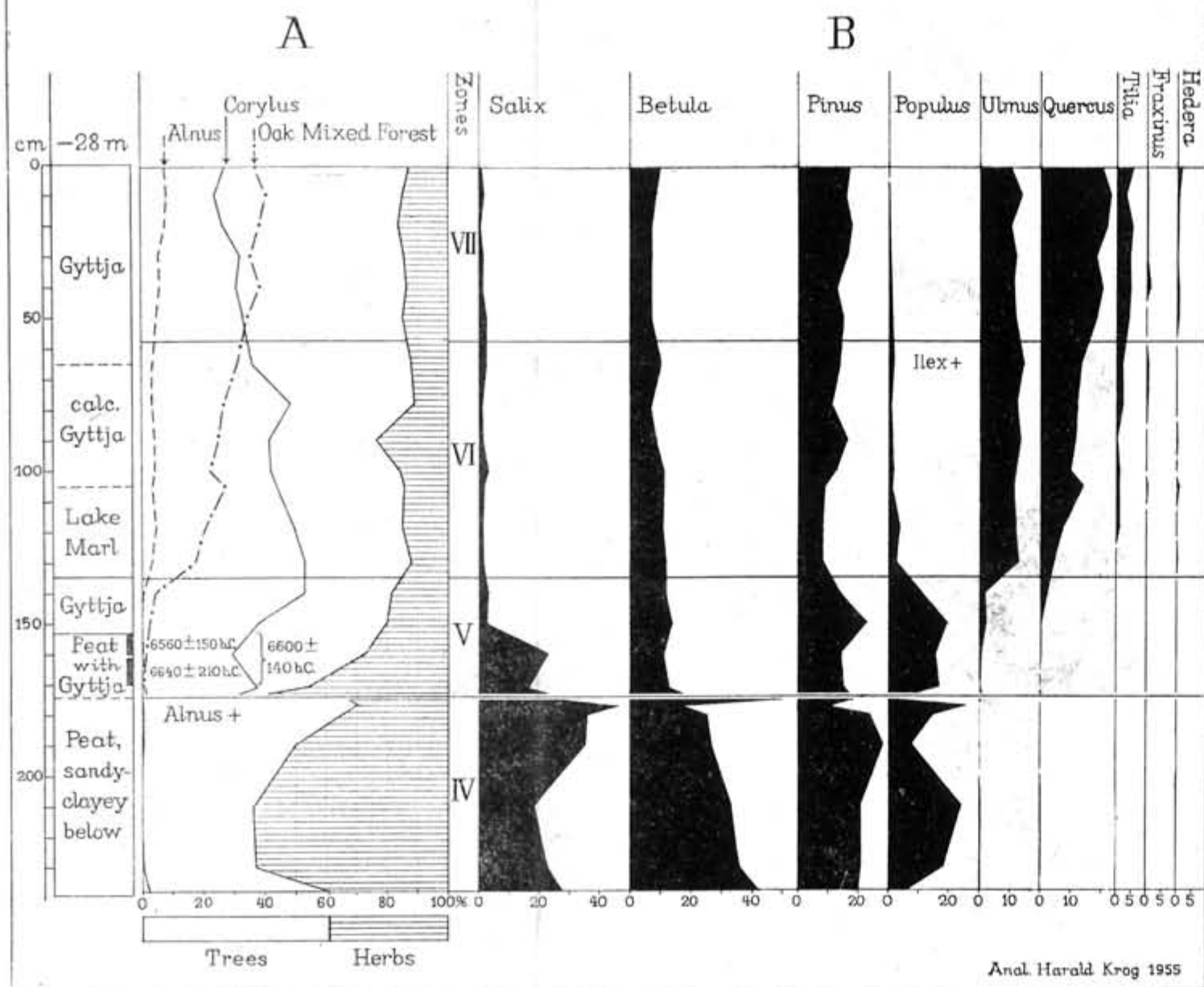


Fig. 2. Pollen diagram from bor. no. 96. Calculation total: tree pollen including *Corylus*. Pollen count of *Alnus*, *Corylus*, *Betula*, and *Pinus* divided by 4 before percentage calculation. Minimum total per sample before division: 1000. The Mixed Oak Forest includes *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*, and *Fraxinus*. All curves are drawn to the same scale. Radiocarbon datings are given in part A of the diagram; the levels of the samples dated are marked by thick black lines in the stratigraphic column.

As an introduction a pollen diagram of a core from the central part of the Great Belt is presented (bor. no. 96, fig. 2). This diagram has formerly been published (Krog, 1960), and it appears to represent a development typical of many former lake basins of the Great Belt area within water depths between ca. 20 and ca. 30 m. To facilitate reading the diagram, and for the understanding of the pollen zones as used in this paper, it is necessary briefly to mention the criteria used for the zonal division and to place the zones in the Post-glacial terminology.

The Post-glacial is opened by zone IV, the Pre-boreal. The transition to zone V, the Boreal, is marked by the immigration of *Corylus*, and the rise of the *Alnus* curve has been used as the limit between zones V and VI. This limit may also be placed at the rise of the Mixed Oak Forest curve (Jørgensen, 1954). The borderline between zones VI and VII is placed where the rising curves of *Tilia* and the Mixed Oak Forest attain constant values, but earlier than placed by Jørgensen (1954). This level is a characteristic, and important level in several diagrams from the Great Belt area, but has not earlier been used as a zone border in Danish pollen diagrams. It should be noted that the zone border VI/VII in former diagrams dating sea level changes has been placed at different, not synchronous, levels. As used here this zone border most likely is closer to zone V than in many other diagrams. Although climatologically consistent with the Atlantic, zone VI is incorporated in the Boreal by several authors. In this paper zones VI and VII cover the Atlantic.

Bor. no. 96 is situated in the central Great Belt at a water depth of 28 m. (cp. fig. 1). It gave a core of 2.39 m. length (cp. the pollen diagram, fig. 2), consisting exclusively of fresh water deposits; in the bottom part of peat, followed upwards by brownish gyttja, lake marl and grey gyttja. The change upwards from lake marl to gyttja is gradual and is accompanied by a small but increasing content of sand. Sandy clay in the bottom part of the peat suggests that glacial clay stopped further penetration of the corer. Subsequent borings have revealed marine clay gyttja above the fresh water deposits in other parts of this basin, but with a hiatus between the two lands of deposits.

The pollen diagram shows that the peat series was not deposited continuously. The lower part of the peat is clearly referable to zone IV, and is separated by a pronounced time gap from the upper part which was laid down during late zone V. At the end of zone V the peat was replaced by gyttja, and during zone VI and the beginning of zone VII the rest of the series was deposited. The development of the upper part of the series clearly indicates a gradual rise of water level in the basin concerned, initiated by peat formation during late zone V. At the end of this zone the basin was turned into a lake, and the upwards change in the nature of sediments indicates a steady rise in water level of the lake during zone VI and early zone VII.

An identical lithological sequence covering exactly the same span of time was demonstrated, by bor. no. 153, in the northern Great Belt at a water depth of 23 m. (Krog, 1960). Here the level of the late Boreal peat is ca. -25 m. and the fresh water sedimentation stops in early zone VII at ca. -23.5 m. (cp. fig. 3). The fresh water series is covered by ca. 0.5 m. of marine clay gyttja and clay, but the marine sediments are separated from each other and from the fresh water gyttja by great time gaps. In parts of the basin Late-glacial peat was found just below the Boreal peat.

C-14 measurements of the Boreal peats from no. 96 and no. 153 gave virtually identical dates for the initiation of the rise in water levels in the two basins, 6600 ± 140 years B.C. and 6610 ± 140 B.C., respectively.

Bor. no. 207 is from an extensive fresh water basin lying ca. 16 km, S of no. 96 at 23 m. water depth. Exactly the same stratigraphic sequence was found here, and in this case boulder clay was found below the peat. Only a few pollen spectra have been worked out from this boring, but they prove that here too a lake with a continuously rising water level existed from late zone V till early zone VII. The levels of the Boreal peat and of the early zone VII gyttja are ca. -25 and ca. -24 m., respectively (cp. fig. 3). An upper layer of marine clay gyttja is separated from the fresh water series by a break in sedimentation.

Unfortunately none of the cores fully cover the Post-glacial development, and especially, sediments revealing the course of the Littorina transgression of the basins were lacking. In 1963, however, a few cores were obtained apparently covering a greater part of the Post-glacial. Bor. no. 271, situated ca. 4 km. SSW of no. 96 at 27 m. water depth, represents one of these cores. The material from this boring is being examined for its content of pollen and diatoms, and a few radiocarbon datings have been made. The examinations are still at a preliminary stage, but some results may be given.

The following is a summarized description of the core from bor. no. 271.

0	—	27.00 m. water
27.00	—	ca. 29.01 m. clay gyttja, very clayey towards the top
ca. 29.01	—	29.21 m. calcareous gyttja, slightly clayey and sandy
29.21	—	ca. 29.34 m. gyttja rich in organic matter
ca. 29.34	—	29.56 m. lake marl
29.56	—	29.81 m. peat
29.81	—	29.82 m. gyttja, lowermost very sandy

From the pollen diagram (not fully completed) it is seen that the lowermost thin gyttja layer and the peat were deposited during zone IV and early zone V. Two samples from the uppermost part of the peat, representing early zone V, have been dated by radiocarbon to 7110 ± 120 years B.C. and 7350 ± 150 B.C., respectively. As no break in the pollen curves is indicated the initial lake stage of the basin may be

dated to ca. 7000 B.C., i.e. somewhat earlier than in no.'s 96 and 153. The gyttja layer 29.21—29.34 m. is from the zone boundary V/VI or early zone VI, and the limit between zones VI and VII is placed at ca. 28.95 m. From this level upwards the pollen curves appear to be very uniform and it is supposed that the upper nearly two m. of clay gyttja were deposited very quickly during early zone VII. A few samples from the clay gyttja series have been dated by radiocarbon, but top and bottom samples gave nearly the same results, ca. 6000 years B.C. These ages appear too old, and furthermore do not show the expected difference in age between top and bottom. The clay gyttja is slightly calcareous in parts; it is very poor in organic material, particularly in its upper part, and a few secondary pollen grains prove redeposition to have taken place to a small extent. For these reasons the dates are considered unreliable.

It is difficult from the preliminary diatom examinations to give definite results. The whole sediment series is dominated by fresh water diatoms, but the uppermost part of the clay gyttja contains a slight admixture of brackish and marine species indicating that neighbouring areas at that time were being transgressed by the sea. Possibly the top sample really represents the beginning of the transgression of the basin, but it should be noted that the diatom composition is quite different from that found in transgression sediments from the Öresund (bor. no. 1) and from the north coast of Själland (bor. no. 234) in being dominated by fresh water species.

The sediments of these four cores indicate continuously rising water levels of the lakes concerned from middle or late zone V till early zone VII in the borings mentioned above. Furthermore in no. 271 the marine transgression is indicated within early zone VII, but not exactly dated. However certain other borings deviate from these.

Bor. no. 219 (ca. 10 km. NE of no. 207) represents a former lake basin lying at 29 m. water depth within a small area with a relatively horizontal sea floor, but bounded on its eastern and western sides by deep channels. A 2.5 m. thick limnic series, consisting of a very thin basal peat layer, clay gyttja, sand and lake marl, was found (by pollen-analysis) to cover the period from early zone V till early zone VI. This boring represents the deepest level (-31.5 m.) and, together with no. 238, the next one to be mentioned, the earliest time (early zone V) for the beginning of the water level rise within the Great Belt area (cp. fig. 3).

Bor. no. 238, SW Kattegat, water depth 23.2 m., found a fresh water series consisting (from the bottom upwards) of partly humic sand, a thin peat layer, gyttja, and clay gyttja. The top of the limnic sediments was at ca. -24.5 m. Marine clay followed above, but was sharply delimited from the clay gyttja below. A few pollen spectra worked out from this core prove the organic part of the fresh water series (ca. 0.25 m. thick) to have been deposited during zone V, and probably during the early part

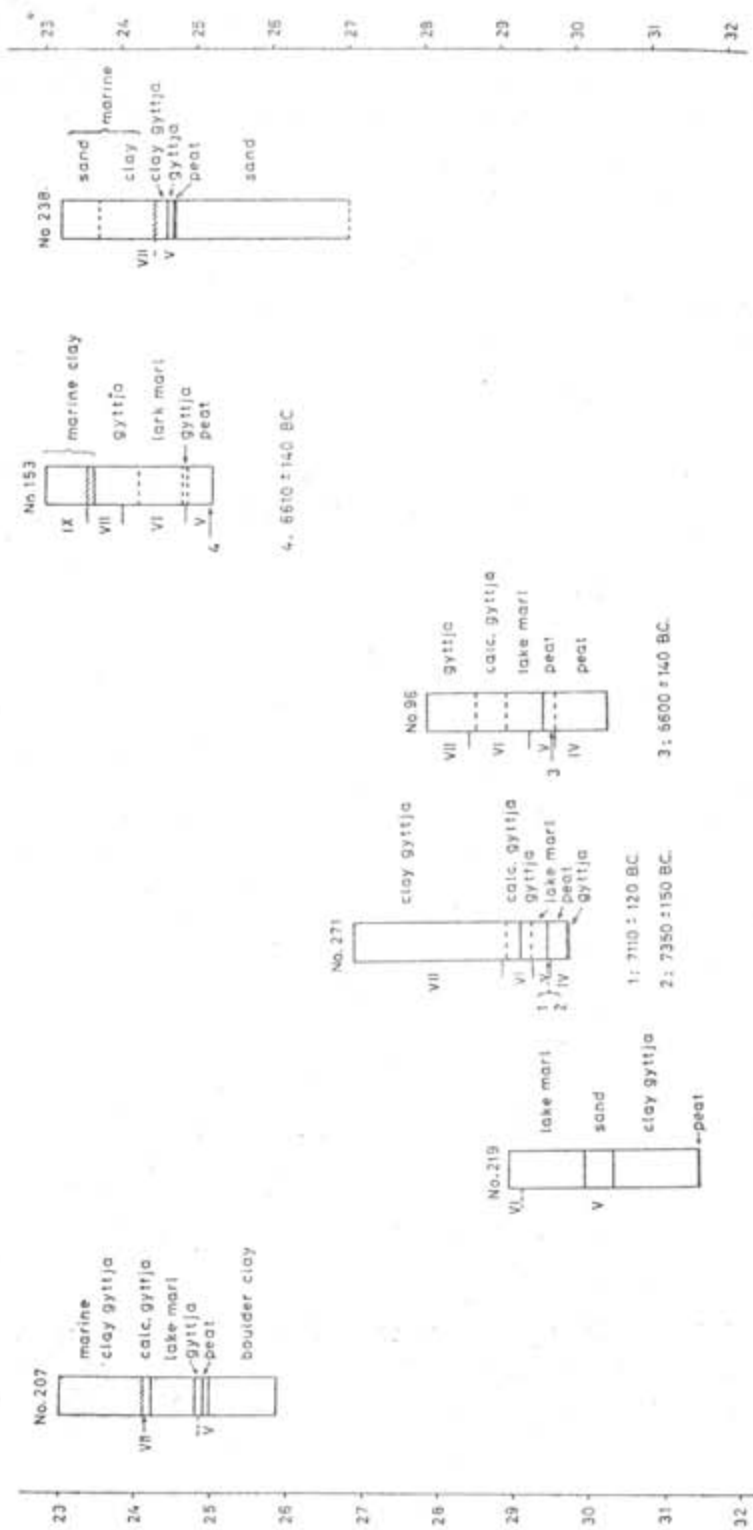


Fig. 3. Correlation of the cores from the Great Belt area. Pollen zones are indicated to the left of each core. Radiocarbon datings are marked by no. 1—4, and are given below the cores. The figures at both sides of the scheme mark the depth in m below sea level.

of the zone. The bottom part of the marine clay is referred to zone VII, but if early or late cannot be decided.

When comparing the borings from the central Great Belt and adjacent Kattegat (see fig. 3) it is evident that they indicate a rise of water level in the surrounding area starting earliest at the lowest levels. The following succession can be pointed out: no. 219, no. 271, and no. 96, in which the rise in water level begins during early, middle, and late zone V, respectively. The beginning of the water rise of no. 207, lying a few m. higher in the same area, is not yet finally dated, but may be somewhat later than in no. 96. Farther north no. 153 has evidence of a rise beginning at the same time as no. 96, but at a level ca. 4—5 m. higher which may be interpreted as a result of the greater subsequent isostatic uplift towards the north. In the same way the present difference in levels (ca. 6 m.) of no. 219 and no. 238, which both indicate early Boreal water rises, may be explained by different isostatic uplift.

At two places outside the Great Belt area evidence has been found of Post-glacial marine transgressions at earlier periods than registered within this area.

At the north coast of Sjælland fishermen discovered a submarine peat bog by finding pine trunks on the sea bottom. Bor. no. 234 was placed here and revealed a peat layer resting on sand and covered by gyttja. The change from peat to gyttja is gradual and by preliminary pollen and diatom examination it was found that the intermediate layers were deposited during the transition between zones V and VI, and that they represented the marine transgression of the bog at a level of ca. -15.5 m.

From the Öresund we have several observations of peat bogs in an area quite near Copenhagen, but only insufficient samples have been obtained. Our first two submarine borings were placed in this area, in the hope of better material. Bor. no. 1 (cp. fig. 1) was made at a water depth of 14 m., and gave a core of 4.61 m. length, consisting from top to bottom of brackish clay gyttja. Pollen-analyses of 4 samples scattered through the core proved the whole core to have been deposited during zone V. One more boring quite near no. 1 resulted in a similar core. There is reason to believe that the corer in both cases was stopped by a hard bottom.

For technical reasons two drillings were made in the same area in 1942 and 1947. Based on the drilling journal and 4 samples sent to our institute the following sequence of layers must be assumed for the first one:

- 0 — 11.70 m. water
- 11.70 — 19.20 m. marine/brackish clay gyttja
- 19.20 — 19.64 m. peat
- 19.64 — 20.00 m. sand and gravel
- 20.00 — 21.11 m. gravel consisting of chalk and flint

Pollen- and diatom-analyses¹ of the samples gave the following results:

- 15.0 — 15.7 m. marine clay gyttja, zone transition VI/VII
- 18.0 — 18.5 m. brackish clay gyttja, zone V
- Ca. 19.2 m. brackish clay gyttja, early zone V
- Ca. 19.3 m. forest peat, beginning of zone V

The record of the drilling from 1947 was as follows:

- 0 — 11.70 m. water
- 11.70 — 12.80 m. mud with shells
- 12.80 — 13.40 m. sand with shells
- 13.40 — 14.05 m. marine clay mud
- 14.05 — 15.10 m. peat
- 15.10 — 40.00 m. chalk (rock, pre-Quaternary)

Two samples obtained from this sequence were dated:

- Ca. 13.5 m. marine clay gyttja, zone transition V/VI
- Ca. 14.5 m. moss peat, early zone V.

As this area must be supposed to have been continuously isostatically emerging during the Boreal, these results plainly prove this part of the Öresund to have been eustatically transgressed by the sea during early zone V at a minimum level of ca. —19 m., and that the sea level at the transition to zone VI had risen to at least —13.5 m. Because of the combined isostatic and eustatic movements, and of the insufficient number of observations, it is not possible from these figures to draw exact conclusions on the rate of eustatic rise during the period in question.

From the same area of the Öresund K. J e s s e n (1935, p. 60) has examined a peat sample coming from a level between —13 and —15 m. The pollen spectrum and the macroscopical plant remains indicate an age of late zone V or early zone VI for this peat, and J e s s e n concludes "that in Mullerup time there was no connection between the Baltic and the Cattegat through the Sound, as the threshold in the Sound between Amager south of Copenhagen and Malmö in Scania is about 7 m. below the water level." No detailed information exists about this bog, but if it is deep the layers may have been compressed. If this has been the case the age and depth of this bog do not contrast to the results just mentioned.

The results from the Öresund and from bor. no. 234 clearly indicate the marine transgression of these areas at relatively high levels; far earlier than found inside the Great Belt area, where equally early traces of marine transgression ought to be found, provided the threshold levels during the early Post-glacial were identical with the present ones. On the other hand the results from the Great Belt area indicate a continuous rise of ground water from early zone V till early, zone VII, i.e. starting

¹ Pollen and diatom examinations on samples from this and the next drilling were made by A. Andersen, M. Sc., and Dr. J. Iversen, respectively.

almost contemporaneously with the marine transgression of the Öresund, and it may be natural to correlate the ground water rise of the Great Belt with the marine transgression.

It is generally assumed that former inflow into or outlet from the Baltic followed the deep and narrow channel now running mainly N-S in the Great Belt (cp. fig. 1). Apart from a few thresholds at ca. 25 m. depth, one in the central, the others in the northern part, the present channel everywhere surpasses depths of 30 m. All the cores mentioned from the Great Belt have been sampled from former lake basins, and it is important to state that most of these basins are clearly situated outside the present channel. The only exception may be no. 96 which is situated in the central threshold area where it is difficult definitely to point out the threshold level or the exact channel configuration. However the basin of no. 96 could have been separated from any deep channel across this area. Furthermore such a former channel may now have been completely infilled. At least this must be concluded when interpreting the early Boreal water rises of no. 219 and no. 238, which lie south and north of this area, as the result of a contemporaneous submergence of the Great Belt channel and the surrounding deepest areas. No. 238 and, as already mentioned, no. 219 are situated quite near the channel at places where erosional forces would be expected to be stronger than in areas further away from the channel. This circumstance may explain the great sedimentation breaks found especially in these basins, and their transgressions earlier than any other of the basins mentioned. As the rest of the basins are situated at places more remote from the channel it seems reasonable that their thresholds were eroded and transgressed later. So far it has not been possible to find organic deposits of early Post-glacial age inside the channel.

The identical rise in water levels of bor.'s no. 96 and no. 153 were formerly interpreted as being caused by either the eustatic rise in ocean level, or by water draining from the western Baltic dammed up by an isostatically uplifted threshold (Krog, 1960).

If the last theory is correct it must be assumed that the Great Belt was separated from the sea by a threshold situated N of bor. no. 238 until some time in early zone VII, and that the water draining from the Baltic submerged areas below this threshold before passing it. Such a situation could exist, because of the differential isostatic elevation of the area, whereby a northern threshold rose more than the southern part of the area, with a corresponding increase in the amount of submergence towards the south. Interpreted this way the water level rise would reflect the isostatic elevation of the threshold in the northern Great Belt, and, at the same time, a rise in level of the western Baltic. Furthermore, based exclusively on bor.'s no. 96 and no. 153, which indicate a late Boreal lake rise, it was tempting to correlate the water level rise with a draining of the Ancylus Lake over the Darss threshold; an event which has been assumed by several authors, most recently by K l i e w e (1963).

to have taken place during the late Boreal. As there are now indications that the water level rise of the Great Belt started during the early Boreal there is no reason to assume this rise to be conditioned by a late Boreal drainage of the Ancylus Lake. However an earlier drainage of the Ancylus Lake or of the western Baltic might be suggested as being the cause of the water rise of the Great Belt. If this was the case it might be expected that the lakes of the Great Belt received drainage water from the Baltic, and consequently, such an influence might be proved by similarities in the diatom floras of the Great Belt lakes and of the western Baltic. However, investigations from the Mecklenburg Bay (Kolp, 1964) indicate a marked salinity increase of this area at the beginning of zone VI, but preliminary diatom analyses of bor. no. 271 do not indicate any salinity change of this basin before early zone VII. These results suggest that thresholds separated the Great Belt lakes from the western Baltic.

As the eustatic rise in ocean level is registered very early from the Öresund (early zone V) and from southern Kallegat (zone V/VI, no. 234) at relatively high levels (ca. -19 m. and ca. -15.5 m., respectively) it must be expected that the northern Great Belt was affected by this water rise. When furthermore the salinity increase of the Mecklenburg Bay during early zone VI (Kolp, 1964) is considered it must be concluded that the Great Belt, at least already during early zone VI, was bounded by sea water both towards the north and the south. The only connections between the Baltic and the ocean to be considered at that time were through the Danish Belts. As it is not likely that the threshold of the Öresund (ca. -7 m.) was transgressed as early as early zone VI (cp. the results from the Öresund mentioned above) it must be assumed that the western Baltic was connected with the sea through a narrow channel in the Great Belt — provided these suppositions are correct.

The water rise registered by the lake level rises of the Great Belt from early zone V till early zone VII is moderate compared to the values generally assumed for the eustatic water rise during the period in question. When accepting the theory of a eustatically caused water rise it must be concluded that the rate of isostatic elevation of the area was only slightly less than the rate of eustatic rise until early zone VII.

It should be noted that the cores of the Great Belt give only few indications of the development before the Boreal. As a marine transgression of the Great Belt during the Younger Dryas and the Pre-boreal is supposed by Kolp (1964) it might be expected that this transgression was revealed by lake sediments from these periods, but up to now no such evidence has been found within the Great Belt. The Pre-boreal peats found in bor.'s no. 96 and no. 271 must indicate lower ground water levels than those causing the lake rises during the Boreal.

It must be emphasized that the material presented here does not solve the problems of the early Post-glacial development of the Great Belt, and further investigations of this and neighbouring areas are needed.

REFERENCES

- JESSEN, K.: 1935. The composition of the forests in Northern Europe in Epipalaeolithic time. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Biol. Medd. XII, 1. København.
- JØRGENSEN, S.: 1954. A pollen analytical dating of Maglemose finds from the bog Anmosen, Zealand, Danm. Geol. Unders. II, 80. København.
- KLIEWE, H.: 1962. Die holozäne Ostseegegeschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. Wiss. Zeitschr. d. Univ. Jena, 11. Jg., Math.-nat. Reihe, H. 1/2.
- KLIEWE, H.: 1963. Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. Baltica.
- KLIEWE, H. & REINHARD, H.: 1960. Zur Entwicklung des Ancylus-Sees. Peterm. Mitt., 104. Jg., H. 2/3.
- KOLP, O.: 1961. Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Peterm. Mitt., 105. Jg., H. 4.
- KOLP, O.: 1964. Der eustatische Meeresanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. Peterm. Mitt., H. 1/2.
- KROG, H.: 1960. Post-glacial submergence of the Great Belt dated by pollen-analysis and radiocarbon. Intern. Geol. Congress, XXI Sess., Norden 1960, Part IV, Chronology and Climatology of the Quaternary. Copenhagen.
- KULLENBERG, B.: 1947. The piston core sampler. Sv. Hyd.-Biol. Komm. Ser. 3, 1, 2. Göteborg.
- KÖSTER, R.: 1961. Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. Meyniana, Bd. 11. Kiel.
- SCHMITZ, H.: 1953. Die Waldgeschichte Ostholsteins und der zeitliche Verlauf der postglazialen Transgression an der holsteinischen Ostseeküste. Ber. d. Deutsch. Bot. Ges., Bd. 66. Stuttgart.
- TAPPER, E.: 1939. Meeresgeschichte der Kieler und Lübecker Bucht im Postglazial. Geologie d. Meere und Binnengewässer, Bd. 4. Berlin.

[Manuscript received: October, 25th, 1964]

ÜBER DIE POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DES GROSSEN BELTS

von

HARALD KROG

ZUSAMMENFASSUNG

Im Rahmen einer Inter-nordischen Arbeitsgemeinschaft sind während der letzten Jahre Bohrungen mit einem Kullenberg Stechrohr in dem Grossen Belt und angrenzenden Gewässern vorgenommen worden. Durch diese Untersuchungen sind im Raum des Grossen Belts vorzeitige Süßwasserbecken nachgewiesen worden, besonders auf Wassertiefen zwischen ca. 20 und 30 m. Meistens ist in diesen Seebecken zuunterst Torf und darüber limnische Sedimente (Gytija und Kalkmudde) gefunden worden. Die Süßwasserbildungen sind oft von marinen Sedimenten überlagert, aber zeitlich fast immer von diesen durch einen Hiatus getrennt. Die Lagerfolge in den Seebecken zeugt von einem ständigen Grundwasser-

anstieg während des Vorhandenseins der Süßwasserseen. Pollenanalytische Untersuchungen von 6 Stechrohrkernen vom Raum des Grossen Belts (vgl. Fig. 1—3) zeigen, dass der Grundwasseranstieg im Boreal (Zone V) begann und während des Atlantikums bis etwas in die Pollenzone VII hinein fortsetzte. Marine Sedimente älter als Anfang Zone VII sind von dem Gebiet nicht nachgewiesen worden.

Es wird nachgewiesen, dass die postglaziale marine Transgression im Öresund bereits im frühen Boreal (Zone V) bei ca. —19 m. N.N. stattfand und im südlichen Kattegat (Bor. Nr. 234) am Übergang zwischen den Pollenzonen V und VI bei ca. —15,5 m N.N.

Die Entstehung der Süßwasserseen des Grossen Belts ist früher vom Verfasser als entweder von eustatischem Meeresanstieg oder von differenzierter isostatischer Landhebung verursacht erklärt worden. Die letzte Theorie scheint nicht mehr wahrscheinlich zu sein. Auf Grund der hier vorgelegten Untersuchungen im Vergleich mit Untersuchungen von der westlichen Ostsee muss angenommen werden, dass der eustatische Meeresanstieg die Entstehung der Seen des Grossen Belts verursacht hat. Man muss daher annehmen, dass Wasser vom Kattegat bereits im frühen Boreal durch die tiefsten Teile des Grossen Belts bis zur westlichen Ostsee vorgedrungen ist, dass aber die Mehrzahl der Seen bis etwas nach Beginn der Zone VII durch Schwellen vom Meer getrennt waren.

C-14-datierungen von borealen Torflagern unmittelbar unter den ältesten limnischen Sedimenten haben ein Alter von ca. 7350 bis ca. 6600 Jahren v. Chr. gegeben (vgl. Fig. 3).

О РАЗВИТИИ БОЛЬШОГО БЕЛЬТА В ПОСЛЕЛЕДНИКОВОЕ ВРЕМЯ

Г. КРОГ

РЕЗЮМЕ

В рамках научного сотрудничества между странами Севера в течение нескольких последних лет в проливе Большого Бельта и прилегающих водах производились бурения с помощью грунтовой трубки системы Кулленберга. Этими исследованиями в районе Большого Бельта были обнаружены пресноводные отложения, залегающие на глубине примерно от 20 до 30 м. В большинстве случаев внизу этих отложений был обнаружен торф и над ним залегающие озерные отложения (гиттия и известковый ил). Часто пресноводные образования прикрываются морскими осадками, однако, почти всегда они отделены друг от друга перерывом во времени. Последовательность в залегании свидетельствует о постоянном поднятии уровня грунтовых вод во время существования этих пресноводных водоемов. Спорново-пыльцевые исследования 6 кернов колонок грунтовых трубок из Большого Бельта

(рис. 1—3) показывают, что подъем грунтовой воды начался в бореальном периоде (зона V) и продолжался в течение атлантического периода, примерно до VII зоны. Морских осадков древнее чем начало VII зоны в данном районе не обнаружено.

Доказано, что послеледниковая морская трансгрессия в проливе Эресун произошла уже в раннебореальное время (зона V) на уровне около 19 м, а в южной части Каттегата (скв. № 234) — на рубеже между спорово-пыльцевыми зонами V и VI, на глубине примерно 15,5 м.

Образование пресноводных озер Большого Бельта раньше объяснялось автором как результат либо эвстатического повышения уровня моря, либо дифференцированного изостатического поднятия суши. Последнее предположение кажется больше несоответствующим действительности. На основе представленных здесь результатов исследований по сравнению с исследованиями, проведенными в восточной части Балтийского моря, следует считать, что эвстатическое повышение уровня моря привело к образованию озер в Большом Бельте. При этом мы должны допустить, что морская вода из Каттегата уже в раннебореальное время через наиболее пониженные места Большого Бельта достигла западной части Балтики. Однако, большинство озер еще несколько позже начала VII зоны находились отгороженными от моря порогами стока.

Радиоуглеродные датировки бореальных залежей торфа, залегающих непосредственно под древнейшими озерными осадками, показали возраст от 7350 до 6600 лет до н. э.

ESSAI DE DÉFINITION STRATIGRAPHIQUE AINSI QUE DE L'ÂGE DE LA CAROTE PRÉLEVÉE DE LA BAIE DE GDAŃSK

Par

HALINA MASICKA, Sopot

Lors d'une expédition sur la Baltique entreprise par la Station Marine de l'Académie Polonaise des Sciences en commun avec l'Institut de Recherches Maritimes de Helsinki (Merentutkimuslaitos) on a pris du fond de la Baie de Gdańsk, en se servant d'un carotier de Kullenberg, une carotte de 10 ms de longueur. Elle fût prélevée dans la région du Deep de Gdańsk (54° 50'N, 19° 10'E) à une profondeur de 105 ms (fig. 2).

Le matériel obtenu a été divisé en 15 segments d'environ 70 cms de longueur. Afin d'effectuer les études au laboratoire, chaque segment a été coupé en deux (dans le sens vertical). Une moitié de chaque segment a été destinée au séchage, l'autre moitié, après avoir fait sa description macroscopique, fût soumise aux analyses: granulométrique, pétrographique (pour les fractions plus grosses que 10 μ), minéralogique pour les fractions argileuses et aux analyses déterminantes l'humidité, le pH, le manganèse, les chlorures et le fer. Pour établir la stratigraphie et fixer l'âge des sédiments de la carotte on effectuait l'analyse du pollen.

En premier lieu on déterminait la teneur en eau naturelle du sédiment par rapport au poids d'un échantillon humide. Les résultats — exprimés en pourcents — sont représentés sur le diagramme (fig. 3). La partie inférieure de la carotte contient ca. 35% d'eau, la partie supérieure — 75%.

La granulométrie des sédiments a été définie sur la base de l'analyse mécanique. Les résultats de cette analyse sont représentés dans le diagramme (fig. 3). La fraction argileuse au dessous d'un μ domine dans la carotte en toute sa longueur. La moyenne s'élève à 55%. Les déviations de la moyenne dans la base de la carotte se chiffrent à environ 80%; dans les couches supérieures la quantité de la fraction argileuse diminue jusqu'à 20%.

La fraction sableuse (en quantité 1—26%) paraît dans la carotte en toute sa longueur. Le diamètre de la médiane de tous les sédiments est établi à environ 0,001 mm.

Passant aux analyses chimiques on a examiné les échantillons particuliers au point de vue chlorures. La teneur en Cl a été fixée par des

pressurages et des lavages successifs des sédiments. On a déterminé la valeur des chlorures dans chaque partie de la carotte (en se servant du nitrate d'argent) ce qui est représenté par une courbe (fig. 3). La valeur moyenne du Cl se chiffre par 6—7%. Les valeurs les plus variées avec leurs maximum se trouvent dans les parties inférieures et supérieures de

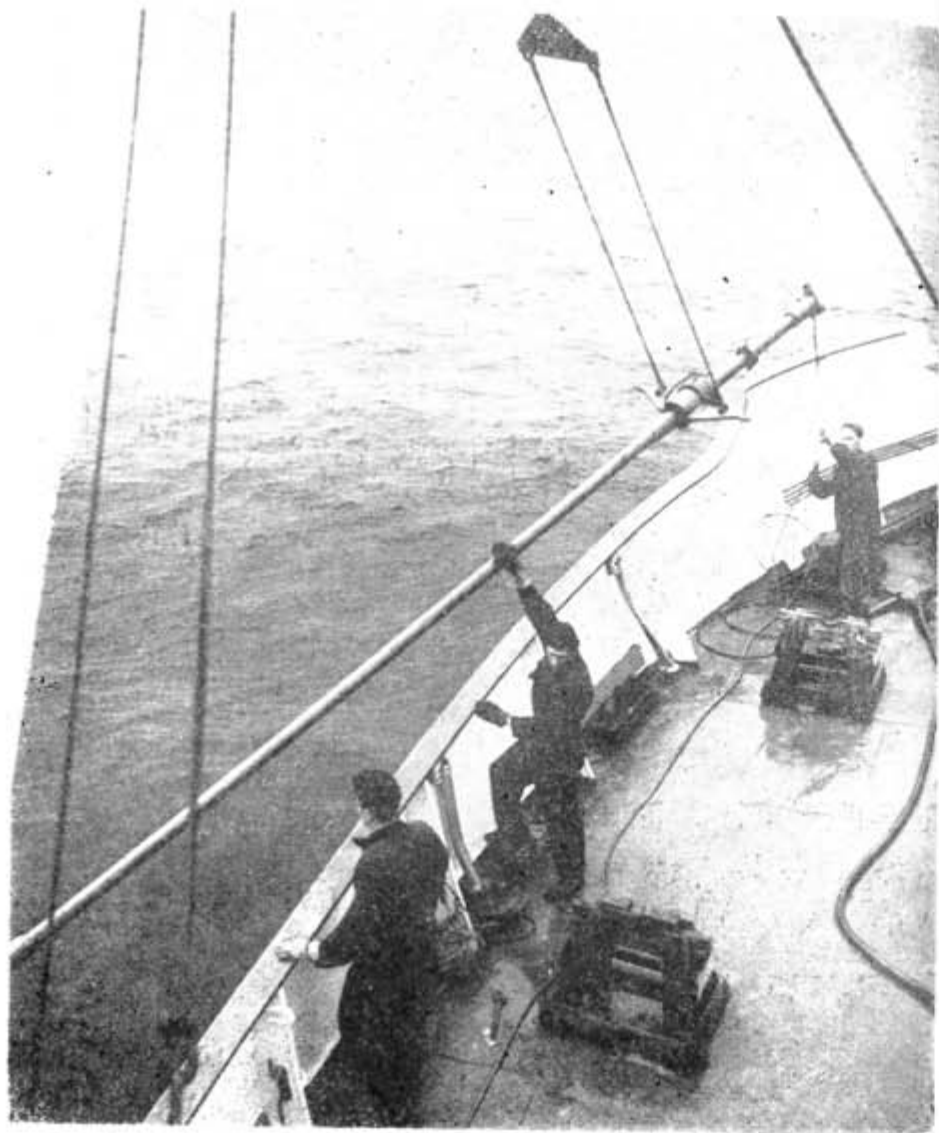


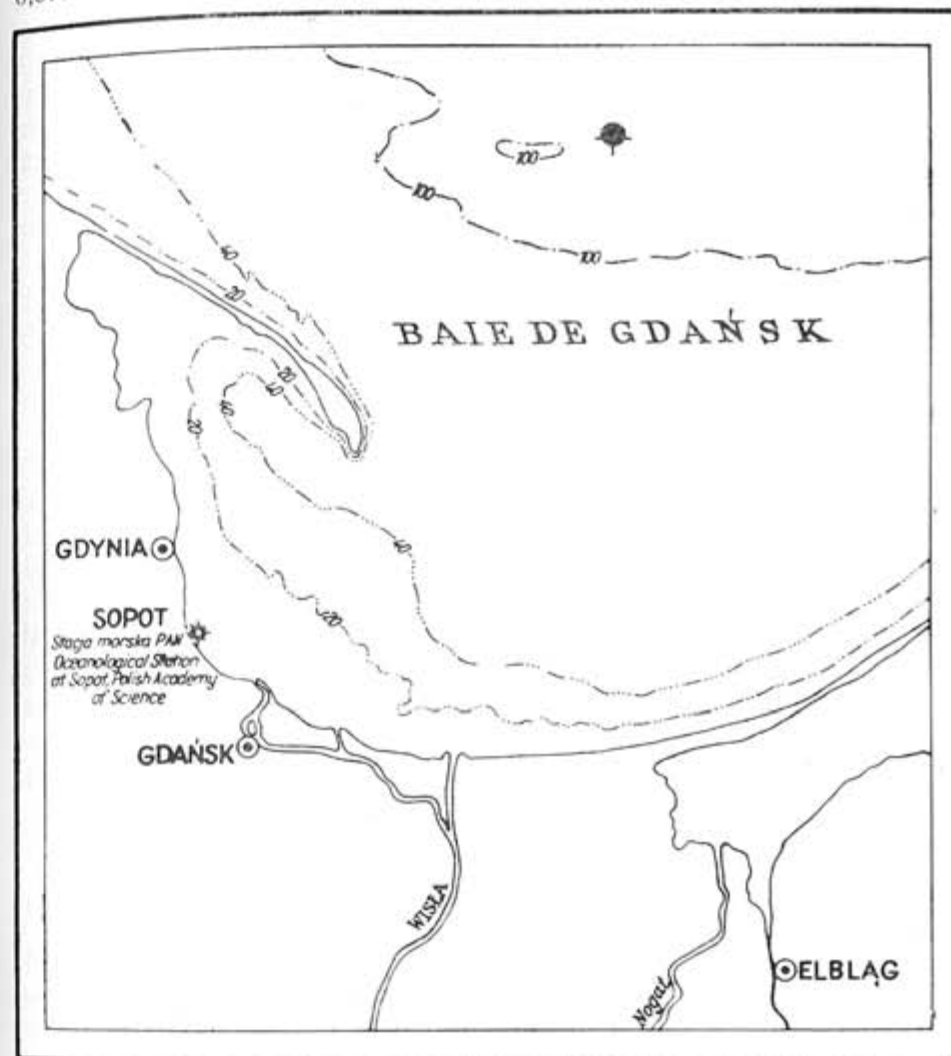
Fig. 1. Le prélèvement de la carotte avec le carottier de Kullenberg du bâtiment „Aranda”

la carotte et montent jusqu'à 13% sur l'ordonnée 8,70 (3-ème segment) et jusqu'à environ 11% dans les segments 11-ème et 13-ème.

On fixa aussi la teneur en fer et en manganèse. Ces valeurs sont représentées par des courbes (fig. 3). La moyenne du fer est établie entre 5

et 6%. Les segments 11-ème et 13-ème contiennent les valeurs maximum du fer.

Les valeurs du manganèse sont moins variées, ne dépassant pas 0,077—0,148%.



★ Le lieu du prélèvement de la carotte

Fig. 2

L'analyse pétrographique d'une fraction plus grosse que 10 μ a prouvé la présence d'une grande quantité de carbonates, de quartz et des agrégats argilo-limonitiques.

Les carbonates (la calcite) dominant dans la base de la carotte et réduisent graduellement leur présence en montant. A partir de l'ordonnée 4,90 elles ne paraissent plus.

La teneur du quartz est très variée dans les segments particuliers. Sa valeur maximum monte à 50%.

Les agregats argilo-limonitiques sont placés irrégulièrement le long de toute la carotte. Leurs valeurs maximum se trouvent dans les segments 8-ème, 10-ème et 13-ème.

Le feldspath, le mica, les chlorites paraissent en quantité insignifiante.

L'analyse roentgenographique et thermique sur la fraction argileuse établie que les sédiments examinés forment des systèmes argilo-quartz d'une assez grande ressemblance. La base de la carotte contient une grande quantité de calcite. Dans le 6-ème segment on n'en trouve que des traces, tandis que plus haut la calcite ne paraît plus.

Le montmorillonite commence à paraître à partir du 8-ème segment (ordonnée 4,70) et sa présence est de plus en plus distincte. L'illit est le minéral dominant dans la fraction argileuse. Le mica, les chlorites et le feldspath paraissent assez régulièrement dans la carotte en toute sa longueur.

La composition minéralogique des échantillons de la carotte est caractéristique pour les sédiments maritimes.

Les recherches du dr. S. Verhuel (Orsay) sur les sédiments du Golfe de Lyon, aux côtes de la Vendée, de Monaco et sur ceux des lagunes du Languedoc-Roussillon, ont donné des résultats analogiques aux nôtres.

Ensuite on a effectué l'analyse palynologique. On a formé une table de pourcentage d'après les issues des analyses de grains de pollen ainsi qu'un diagramme pour les valeurs totales, c'est à dire des pourcents calculés du nombre total des arbres (AP) et des plantes herbacées (NAP).

Dans le profil du Deep de Gdańsk on a distingué des séries late-Glacial (Old Dryas, Alleröd, Young Dryas) et des séries de holocène (préboréal, boréal, atlantique et la phase transitoire jusqu'au subboréal). On a déterminé l'âge du profil d'après la classification génétique de Firbas.

La stratigraphie de la carotte a été faite sur la base des études et des analyses macroscopiques.

9,60—7,10 ms — La partie inférieure de la carotte. L'argile beige-brunâtre; 70—80% de fraction argileuse, quelques pourcents de fraction sableuse et du gravier. La teneur en eau naturelle — 34—46%. Après le séchage on peut distinguer dans ce matériel des lamines délicates, presque horizontales. Leur épaisseur est proche à 1 mm. Elles sont parsemées par des lentilles d'argile bleu et du gravier. Une grande quantité de fraction argile et la caractéristique des courbes granulométriques prouvent que la sédimentation avait lieu simultanément avec la ségrégation pendant le long processus décantique.

Une grande valeur de calcite dans la fraction argileuse

* L'analyse aux rayons X qui a été effectuée grâce à la bienveillance de Mlle dr. S. Verhuel (Laboratoire Sédimentologique à Orsay) sur 2 échantillons de la même carotte, confirme nos résultats.

et dans celle $> 10 \mu$, ainsi que les conglomerats calcifères parsemés dans cette partie de la carotte prouvent l'existence d'un contact avec le niveau morainique. Les valeurs des chlorures sont très variées, les maximum trouvés ici prouvent que pendant la période du Lac Glacier de la Baltique les eaux plus salées faisaient irruption dans ce bassin. Le manque de pollen dans ces segments a comme motif une végétation très faible.

7,10—6,30 ms — Argile beige passant au gris clair. Les varves sont nettes, décidément horizontales. Chaque varve se compose de deux couches: l'une claire, poudreuse, l'autre plus foncée, formée d'argile et de matière organique.

La quantité de la fraction argileuse ne varie presque pas. La valeur des chlorures diffère à peine d'un pourcent. Le système régulier des varves, une différenciation insignifiante des valeurs de la fraction argileuse et la même présence des chlorures prouvent un processus tranquille de la sédimentation, sans perturbation. Les couches plus claires des varves qui — d'après Geer — correspondent à la saison d'été, sont plus épaisses que celles d'hiver. Cela démontre que le processus de la sédimentation était plus actif en été.

Les spectres de l'analyse du pollen démontrent une grande quantité de plantes herbacées (environ 40%) surtout les *Cyperaceae* et le *Gramineae*. Comme arbres paraissent *Pinus* (32%) et *Betula* (8%). Entre autres formes indicatrices on a trouvé un grain de *Helianthemum*. Conformément à la classification de Firbas l'âge des sédiments de cette partie de la carotte correspond au old dryas.

6,28—4,11 ms — Vase argileuse beige passant au gris clair. La fraction argileuse paraît moyennement à 52%; son minimum tombe à 24% dans le 8-ème segment (l'ordonnée 4,40). Le système des varves est moins distinct, parfois ondulé ou perturbé par la présence de quelques grains de gravier de 10—20 mm de diamètre. L'analyse pétrographique démontre l'augmentation de la valeur du quartz jusqu'à 50%. L'accroissement de la fraction poudreuse et la présence du détritisme de roche prouvent une fourniture plus active des débris ainsi qu'un plus vif processus de déglaciation, ce qui peut se rapporter à l'oscillation d'Alleröd. L'analyse du pollen démontre que celui des plantes herbacées diminue au profit du pollen des arbres. *Pinus* domine jusqu'à 70%.

La grande fréquence du pollen des pins, sa culmination à la période late glacial et la présence sporadique des

NAP sont causés par l'existence des forêts de pins et de bouleaux pendant la période d'Alleröd.

La présence du spectrum d'une abondante flore d'oligocène au niveau secondaire dans la couche du 8-ème segment peut prouver la détruite des matériaux du tertiaire qui s'y trouvent sporadiquement.

4,11—2,72 ms — Vase argileuse, gris-jaunâtre passant au bleuâtre. Les varves à 2—3 cms d'épaisseur sont parsemées de lentilles de sable limonitique. La fraction argileuse se chiffre à 55—68%. En fait de minéraux on trouve ici quelques pourcents d'agrégats argilo-limonitiques, de quartz, de mica et de feldspath. La fraction argileuse est représentée par l'illit. Le quartz, le feldspath, les chlorites et le mica paraissent en petite quantité, quant au montmorillonite on n'en trouve que des traces.

L'analyse du pollen démontre la diminution de la fréquence du pollen d'arbres et l'augmentation de celle des plantes herbacées. On trouve surtout les grains d'*Artemisia* qui est une plante indicatrice pour la formation de steppe. Cette partie de la carotte correspond au young dryas (III d'après Firbas), la dernière phase du climat froid, celle qui finit la période du pleistocène.

2,72—2,02 ms — Vase argileuse, grisâtre, passant au bleuâtre. La carotte humide avait des couches noires de 1—3 cms d'épaisseur; après le séchage leur couleur a changé en jaune.

La fraction argileuse monte à 60—70%. La composition pétrographique et minéralogique ressemble à celles des segments précédents de la carotte. La valeur du Cl augmente à 12%.

L'opinion de C. Caldenius sur les liaisons de la Mer Yoldia et l'Océan Mondial, représentée par F i o m m a trouvé ici son affirmation.

Les spectres de la partie holocène du profil sont plus difficiles à interpréter. Ça ce rapporte surtout aux spectres de la période préboréale et boréale. La petite quantité du pollen de *Betula* (16%) n'explique pas l'âge boréal des sédiments de cette partie de la carotte, quoique la tendance croissante du bouleau est évidente. On constate une interruption dans le processus de sédimentation, confirmée par les échantillons de la période boréale (V d'après Firbas).

2,02—1,33 ms — Vase grise, passant au jaunâtre, coupée de couches noires. La fraction argileuse paraît en quantités variées. La composition pétrographique diffère des échantillons précédents par la présence des minéraux accessoires tel que: chlorites, zircon, tourmaline.

D'après Firbas (V) la période boréale a comme trait caractéristique la première culmination du pollen *Corylus*. Elle est surtout distinctement visible dans les diagrammes de Poméranie. Cependant dans le profil étudié la présence des grains de ce pollen n'est pas suffisante. Le déclin de la période boréale avec la culmination du pollen de pin est distinctement visible dans la couche étudiée. Seul le matériel de contrôle peut confirmer l'interruption de la sédimentation entre la période préboréale et boréale.

1,33—0,85 ms — Argile bleuâtre. La fraction argileuse se chiffre à 55%, les agrégats limonitiques à 80%. La valeur des chlorures augmente à 11% ce qui est causé par une nouvelle irruption des eaux océaniques.

L'analyse du pollen démontre une baisse violente du *Pinus* et une domination absolue du *Quercetum mixtum* (le chêne surtout — maximum 19%) ce qui est un trait caractéristique pour l'optimum climatique (VI et VII d'après Firbas).

0,85—0,00 ms — La couche supérieure de la carotte est grise. La fraction argileuse se chiffre à 20—50%; la valeur moyenne des chlorures 6%, minimum 4,5%.

D'après l'analyse du pollen l'âge de ces sédiments se rapporte à la phase transitoire entre la période atlantique et subboréale.

Le spectre diffère de celui des sédiments superficiels de la Baie de Gdańsk (Mianowska, 1962). Les différences concernent surtout le nombre des grains de pollen de *Quercus*, *Carpinus*, *Fagus* et des plantes synantropiques. La présence de ce dernier pollen qui indique la plus jeune phase du holocène est plus-tôt rare — 1%. D'après K. Mianowska la valeur du pollen des plantes synantropiques dans les sédiments superficiels de la Baie de Gdańsk monte à 5%. Cette différence doit être causée par l'endommagement du sommet de la carotte pendant le tirage.

Conclusions

D'après l'analyse granulométrique on distingue des périodes de sédimentation à décantation tranquille et celles où le processus de sédimentation était perturbé (augmentation du pourcent de la fraction poudreuse et même sableuse). L'analyse pétrographique et minéralogique certifie la présence de la calcite dans la base, le décroissement graduel de sa valeur jusqu'à son atrophie dans la partie centrale de la carotte. Cela prouverait une liaison avec le niveau morainique. La fluctuation de la teneur en Cl

certifie les variations de la salinité de la Baltique dans les périodes successives. Le maximum de *Cl* correspond aux irrptions des eaux océaniques dans la Baltique et se lie à l'âge déterminé d'après le pollen (les périodes préboréale (?) et atlantique — la Mer Yoldia et Littorina). Sur la base de l'examen du pollen et autres analyses effectuées sur le profil de la Baie de Gdańsk on distingue des séries de late glacial: Old Dryas, Alleröd, Young Dryas et Holocene.

Il est impossible de définir toutes les phases de l'histoire de la végétation postglaciale dans la partie de holocene de la carotte. Du point de vue palynologique on constate une interruption dans la sédimentation entre les périodes préboréale et boréale. L'optimum climatique est remarquable (la période atlantique VI et VII — d'après Firbas) avec son augmentation de salinité causée par la transgression atlantique.

BIBLIOGRAPHIE

- FROMM, E.: 1963. Absolute Chronology of the late-Quaternary Baltic, Baltica, vol. 1, Vilnius.
- GUDELIS, V. and MIKAILA V.: 1960. The largest Glacio-Lacustrine Basins of Lithuania and their Significance for Geochronology and Palaeogeography of the Late-Glacial Period. Coll. Acta Geographica Lithuanica, Vilnius.
- LUBLINER-MIANOWSKA, K.: 1962. Pollen Analysis of the Surface Samples of Bottom Sediments in the Bay of Gdańsk. Acta Societatis Botanicum Poloniae. Vol. XXXI — Nr. 2.
- LUBLINER-MIANOWSKA, K.: 1964. Datowanie osadów morskich metodą paleobotaniczną. Biuletyn PIHM Nr. 2.
- ZEUNER, F. E.: 1945. Dating the Past. London.
- ГОРШКОВА, Г. И.: 1963. Донные отложения Балтийского моря. Baltica, т. 1, Вильнюс.

A TENTATIVE AT DEFINING THE STRATIGRAPHY AND AGE OF A BOTTOM CORE FROM THE DEEP OF GDAŃSK

by

HALINA MASICKA

SUMMARY

A 10-meter bottom core from the Deep of Gdańsk ($\varphi = 54^{\circ}50'$ $\lambda = 19^{\circ}10'$) from a depth of 105 m, is discussed, with the aim to define the stratigraphy and age of the sediments. Analyses — granulometric, petrographic (for fractions $>10 \mu$), termic and X-ray (for clay fractions) — were carried out.

Chlorides, MnO, Fe₂O₃, natural humidity were also defined, as well as the percentage of sporomorph-pollen in bottom sediments out of the total sum of trees (AP) and of herb plants (NAP).

On the basis of granulometric analysis the sedimentation periods combined with calm decantation were discerned as well as periods with a more differentiated sedimentation (a higher quantity of silt fractions and even of sandy ones).

The petrographic and mineralogical analyses confirmed the presence of carbonate in the basic part of the core with consecutive diminution until its complete disparition in the central part of the core. This seems to prove the existence of a contact with the morainic substratum.

The differences in *Cl* content in the core sediments clearly show the change in salinity in successive periods of the Baltic Sea history. The maximum of *Cl* is due to the influx of oceanic waters into the Baltic and correlates with the age defined on the base of pollen spectra (Pre-Boreal and Atlantic periods, Yoldia and Littorina Seas).

Basing on the correlation of the analyses carried out and the defined pollen in the investigated profile from the Deep of Gdańsk the Late-glacial series were fixed: Old Dryas, Alleröd, Young Dryas and the Holocene series. It is difficult to discern all the phases of Post-glacial history of the plants in the Holocene part of the profile. From the palynological point of view there is a sedimentation interruption between the Pre-boreal and Boreal.

The climatic optimum is distinctly marked, with greater salinity accompanying the Littorina transgression (Atlantic period VI & VII F. Firbas).

ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА СТРАТИГРАФИИ И ВОЗРАСТА КОЛОНКИ ГРУНТА ИЗ ВПАДИНЫ ГДАНСКОГО ЗАЛИВА

Г. МАСИЦКА

РЕЗЮМЕ

Автор описывает 10-метровую колонку грунта, взятую на 105-метровой глубине Гданского залива с целью определения стратиграфии и возраста осадков. Для этого были проведены следующие анализы: гранулометрический, петрографический для фракции $>10 \mu$, а также термический и рентгенографический для глинистых фракций. Определено также количество хлоридов MnO, Fe₂O₃, влажность грунта и спорово-пыльцевый состав изученных осадков.

На основе гранулометрического анализа осадков установлены периоды спокойного и более дифференцированного осадконакопления.

Минералогический и петрографический анализы показали присутствие кальцита в нижней части колонки с постепенным уменьшением его содержания кверху и полное его отсутствие в средней части. Это свидетельствует о непосредственном контакте этих осадков с нижезалегающей мореной.

Колебания содержания Cl в осадках колонки свидетельствуют о переменных в среде осадкообразования в отдельные периоды истории Балтики. Максимальное количество хлоридов совпадает с приливом океанологических вод в Балтийское море и соответствует возрасту, определенному по спорово-пыльцевому анализу (пребореальный и атлантический периоды; Йольдиевое и Литориновое моря).

На основе данных спорово-пыльцевого анализа в исследованном разрезе донных осадков впадины Гданского залива были выделены позднеледниковые образования (Ранний дриас, Аллеред, Поздний дриас), а также и голоценовые.

В голоценовой части разреза колонки нельзя четко проследить все фазы послеледникового развития растительности. С палинологической точки зрения отмечается перерыв в осадконакоплении между пребореальным и бореальным периодами. Отчетливо выражен климатический оптимум (атлантический период; VI и VII зоны Фирбаса), с повышенной соленостью вод, вызванной трансгрессией Литоринового моря.

К ВОПРОСУ О ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОМ БАЛТИЙСКО-БЕЛОМОРСКОМ СОЕДИНЕНИИ

М. А. ЛАВРОВА, Т. Е. ЛАДЫШКИНА, Ленинград

Вопрос о позднеледниковом соединении Балтийского моря с Белым имеет большую давность. Впервые он был поставлен шведским зоологом Ловеном (S. Lovén, 1861) для объяснения распространения солоноводных ракообразных *Mysis relicta* Lov., *Idothea entomon* Nord., *Pontoporeia affinis* Lind. и др., обитающих в озерах Средней Швеции, Балтике, Ладожском и Онежском озерах, в Белом море и неизвестных у западных берегов Европы. Холодолюбивая фауна, по мнению Ловена, могла попасть в Балтику только из Арктического океана через пролив, возникший после отступления ледника с территорий, занятых в настоящее время указанными водоемами. Дальнейшие исследования зоологов (Г. Ю. Верещагин, Л. А. Кудерский) подтвердили взгляды Ловена, обнаружив в Ладожском, Онежском, Сегозере и других озерах Карелии наличие морских реликтов.

Геологические исследования, вследствие сложности решения проблемы, до сих пор продолжают и вопрос о позднеледниковом соединении морей подвергается обсуждению. Он насчитывает большое количество как сторонников соединения, так и противников последнего.

Этой проблеме посвящена обширная литература: Е. Н. Дьяконова-Савельева, 1929; С. В. Яковлева, 1933; К. К. Марков, 1933, 1935; С. А. Яковлев, 1934; Б. Ф. Земляков, И. М. Покровская и В. С. Шешукова, 1941; В. С. Шешукова, 1949; Г. И. Горецкий, 1951; W. Ramsay, 1904—1905, 1921, 1928; H. Muntze, 1910, 1929, 1931; K. Mölder, 1944; M. Saigamo, 1958 и др.

История изучения данного вопроса хорошо освещена в работах К. К. Маркова (1933, 1935), Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941), Г. С. Бискэ (1959). Из поздних работ надо отметить статью Г. И. Горецкого (1951), утверждающего, что нет достоверных палеонтологических доказательств существования Онежско-Беломорского соединения в позднеледниковое время. Указанная проблема затрагивается и в недавно опубликованной

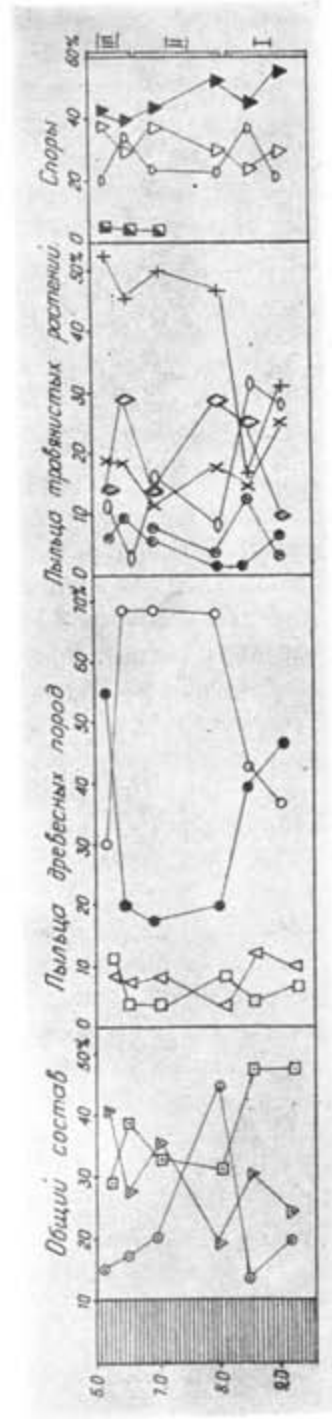


Рис. 1. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза глин (типа ленточных) у д. Пурнема (Т. М. Вострухина, 1962)
 1 — глина типа ленточных, 2 — древесно-кустарниковая пыльца, 3 — пыльца трав, 4 — споры, 5 — Picea, 6 — Pinus, 7 — Betula, 8 — Alnus, 9 — Gramineae, 10 — Cyperaceae, 11 — Chenopodiaceae, 12 — Artemisia, 13 — Ericaceae, 14 — разнотравье, 15 — Polytrichaceae, 16 — Sphagnales, 17 — Bryales, 18 — Lycoperidaceae

работе Г. С. Бискэ (1963). Признавая возможность проникновения из Балтики морских вод в позднеледниковое время в Ладожскую котловину, автор, как и прежде (Бискэ, 1959), отрицательно относится к сквозному Балтийско-Беломорскому соединению, считая, что котловина Белого моря освободилась ото льда только в послеледниковое время, а следовательно, позднеледникового соединения не могло быть. В 1958 г. вышла в свет монография Саурамо (M. Saugamo), в которой вопрос о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении решается положительно.

Как видно, по вопросу о соединении Белого и Балтийского морей еще и до сих пор существует расхождение мнений. В последнее время накопился новый фактический материал, который позволяет заново пересмотреть этот вопрос.

В работах М. А. Лавровой (1947, 1960) указывалось, что отступление льда из пределов Белого моря началось с верховьев Онежского и Двинского заливов, где в приледниковых озерах аккумуляровались ленточные глины. На основании геологических данных освобождение Белого моря ото льда и начало осолонения вод произошло во время аллереда, в позднеледниковое время.

В последнее время это заключение подтверждено и палеонтологическими данными.

Спорово-пыльцевой анализ верхней части глин темно-серого цвета с горизонтальной (типа ленточной) слоистостью, в долине р. Пурнема, на восточном берегу Онежского залива Белого моря, произведенный Т. М. Вострухиной (1962), показал (рис. 1), что нижний горизонт исследованных слоев характеризуется более высоким содержанием пыльцы древесных пород и меньшим содержанием пыльцы трав, чем в вышележащем горизонте. В составе древесной пыльцы согосподствует пыльца сосны и березы, ольха составляет 8%. Ель дает здесь четкий максимум (13%) — «позднеледниковый максимум ели». Много пыльцы полыни (30%), маревых (25%), осоковых (26%). Вышележащий горизонт характеризуется резким увеличением пыльцы трав (до 45%) и падением пыльцы древесных пород, среди которых доминирует пыльца березы (до 68%). Количество пыльцы полыни возрастает до 46%. Как видно спорово-пыльцевой комплекс нижнего горизонта отложений свидетельствует о более благоприятных климатических условиях по сравнению с вышележащим горизонтом. Если по мнению Фирбаса и Донера время сосны и березы с елью приурочено ко времени аллередского потепления, то вышележащий горизонт должен быть отнесен к фазе молодого дриаса.

Спорово-пыльцевые данные, датирующие верхнюю часть горизонта глин Онежского залива временем аллереда, подтверждаются и рядом других спорово-пыльцевых анализов, произведенных Т. М. Вострухиной на дистальной стороне Онежской конечной морены (1962 а).

Для района Двинского залива время аллередского потепления установлено по материалам спорово-пыльцевых анализов Э. С. Плешив-

цевой в отложениях начала трансгрессии осолоненных вод*. По результатам диатомового анализа в районе Северодвинской впадины морские осадки позднеледниковое время отмечаются А. П. Жузе (1939).

Данные о начале осолонения Беломорской котловины в позднеледниковое время получены также в результате диатомовых и палинологических анализов, произведенных Т. М. Вострухиной и Т. Е. Ладышкиной (1964) в Кемском районе. По мнению Т. Е. Ладышкиной, об этом свидетельствует присутствие морских диатомовых в позднеледниковых отложениях района. Так, в слоях голубовато-серых глин с глубины 2,60—2,75 м на абсолютной отметке 20 м в бассейне р. Олонги (к югу от р. Кеми) и темно-серых суглинков с глубины 5,60—6,05 м на абсолютной отметке 35 м в окрестностях г. Кеми, датированных по пыльце временем молодого дриаса, встречена богатая солоноводно-морская диатомовая флора. Диатомовые содержатся здесь в количестве от 77 до 109 видов в образце (включая олигогалобов). Данные глины и суглинки являются осадками трансгрессии портландия. В том же разрезе в бассейне р. Олонги, стратиграфически ниже — на глубине 2,90—3,00 м диатомовым анализом выявлены мариногляциальные отложения, представленные голубовато-серыми глинами, сформировавшимися, согласно палинологическому анализу, еще до фазы молодого дриаса (рис. 2). Это свидетельствует о том, что проникновение соленых вод в Кемский район имело место уже в аллереде.

Диатомовая флора мариногляциального горизонта в Кемском районе в экологическом отношении смешанная. Наряду с пресноводными озерно-ледниковыми диатомовыми, которые представлены здесь 19 видами олигогалобов, присутствуют и формы солоноводно-морского комплекса диатомовых — 11 видов**. Среди последних отмечены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Cocconeis scutellum* Ehr., и др. Эти виды в вышележащем горизонте глин, датированного по пыльце фазой молодого дриаса, достигают высокого количественного развития, что указывает уже на сильное увеличение притока морских вод в Беломорскую котловину в период трансгрессии портландия.

Присутствие морских диатомовых в отложениях беломорского побережья Карелии — в районе Кеми и Шижни отмечалось также Г. И. Горецким (1951). В глинах долины р. Кемь (Бискэ, Лак, 1955; Бискэ, 1959) обнаружена диатомовая флора, по мнению В. В. Ломкина, свидетельствующая об образовании отложений в море, в условиях сильного притока пресных вод, предположительно от края ледника.

Новые геологические данные позволяют утверждать, что во время аллереда, при значительном улучшении климатических условий Белое

* Работа В. П. Гриба и Э. С. Плешивцевой находится в печати.

** Полный список диатомовых солоноводно-морского комплекса из мариногляциальных отложений Кемского района приводится в таблице № 1.

море имело максимальное распространение. В Ковдозерской депрессии в это время (а не после Кейвы I, как полагала ранее М. А. Лаврова (1947, 1960), был образован глубокий залив. Об этом свидетельствуют высокие береговые абразионные уровни и террасы, отмеченные в районе оз. Толванд. Верхняя граница бассейна, по данным В. А. Поповой, наблюдалась к северу от оз. Толванд на склонах г. Капройва на высоте 235 м. В пропластке иловатых суглинков среди грубослоистых валунно-галечниковых осадков здесь отмечены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz.,

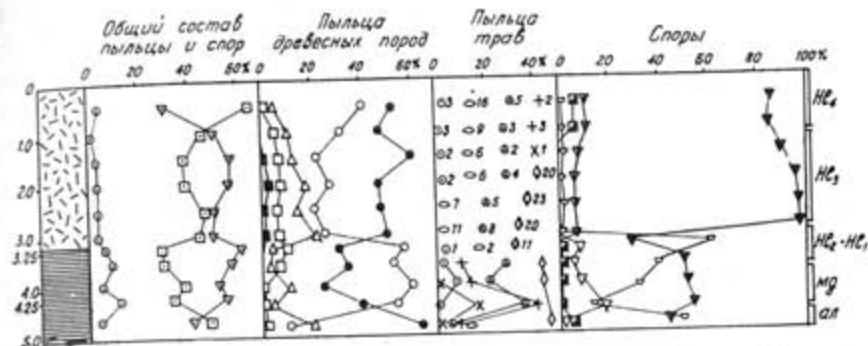


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза в бассейне р. Олонги (Т. М. Вострухина)

Условные обозначения те же, что на рис. 1

обломки панцирей морских диатомовых из класса *Centricae* и др. Пыльца в отложениях не обнаружена (Апухтин, 1956).

Единичные находки солоноватоводных и морских форм в отложениях глин, залегающих на морене или ленточноподобных отложениях, находящихся на значительных абсолютных отметках, известны в ряде пунктов пограничного района, указанных на карточке местонахождений в работе Н. И. Апухтина (1956).

В районе озера Тумчи в нижней части слоев, залегающих на ленточных глинах, на высоте 110 м над уровнем моря отмечено значительное развитие солоноватоводно-морской эвригаллиной формы *Cocconeis lacustris* var. *septentrionalis* Grun. и обломки створок морских диатомовых из класса *Centricae*, а также единичные экземпляры солоноватоводного вида *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. (Лак, 1954). По данным Е. В. Гошкевича, формы солоноводно-морского комплекса отмечены также в пограничном районе по берегам озера Пана-Ярви и в долине р. Олонги. Здесь в нижних горизонтах песков с преобладанием пыльцы сосны, наряду с пресноводными диатомовыми, слои содержат обломки панцирей морских диатомовых из класса *Centricae*, а также солоноватоводно-морскую форму *Cocconeis scutellum* var. *parva* Grun. По данным С. В. Эпштейна (1934), здесь хорошо выражены террасы, верхний уступ из которых достигает 35 м над р. Олонгой. Н. И. Апухтин (1956) отмечает солоноводно-морской комплекс диатомовых также на восточном берегу Тикш-озера. По пыльцевым данным слои относятся к субарктическому периоду.

Как видно, отложения с диатомовой флорой развиты по берегам озер, связанных протоками и относящихся к Ковдозерскому бассейну. Значительные абсолютные отметки нахождения отложений, содержащих диатомовые, а также залегание их на ленточноподобных отложениях указывает на образование их в позднеледниковое время в условиях возможного проникновения осолоненных вод из Белого моря и привноса ими морских форм диатомовых.

Уровень вод этого слабо осолоненного бассейна в северо-западной Карелии несомненно был значительно выше, чем отметки нахождения диатомовых. На это указывают обрывки высоких террас и следов абразионных уровней, наблюдаемых в этих районах. Высокие террасы и уровни, отмеченные С. В. Эпштейном по берегам озера Толванд*, вероятно, тоже относятся к солоноватоводному, а не ледниково-озерному водоему. Учитывая рельеф, а именно наличие заболоченного понижения к юго-западу от озера Толванд, не лишено вероятия, что слабо осолоненные воды Белого моря через Ковдозерский залив проникали в район Алакурти Финляндии и соединялись с водами позднеледникового залива Балтийского бассейна в восточной Финляндии, где были отмечены в позднеледниковых отложениях морские диатомовые (А. Cleve-Euler, 1937; Е. Нуурпӓ, 1936; К. Virkkala, 1951; М. Sauramo, 1958).

Если наиболее древние морские слои характеризуются присутствием небольшого еще количества представителей солоноводно-морского комплекса диатомовых, то отложения трансгрессии португалия содержат уже богатую солоноводно-морскую диатомовую флору, а слои добореального моря, выделенные Таннером в горизонт литорина океаника, синхроничные слоям моря эхенеис в Балтике, имеют прибрежный комплекс макрофауны. Последние хорошо известны к юго-востоку от озера Толванд по новым данным на высоте 107 м над уровнем моря.

Возможно, что во время аллереда началось проникновение осолоненных вод из Белого моря в долину р. Нивы, а во время молодого дриаса, после отступления края льда от Кейвы I, образовалось соединение вод Кандалакшского залива Белого моря через оз. Имандру и долину р. Колы с Кольским заливом Баренцева моря (Лаврова, 1947, 1960).

Воды позднеледникового (аллередского) бассейна распространялись и в более южных районах западной Карелии. Границы их распространения еще требуют уточнения. Несомненно, что к нему относятся верхние абразионные уровни. Так, в Кемском районе возможно, что они достигали 100—110 м. Это хорошо согласуется с нахождением холодолюбивых реликтовых форм ракообразных в озерах Нижнем и Верхнем Куйто (Верещагин, 1925).

К югу от г. Беломорска (в устье р. Выг) равнина постепенно поднимается от моря к Онежско-Беломорскому водоразделу. В пониженных

* По данным Гидропроекта абсолютный уровень озера Толванд на 12 м выше, чем принимал С. В. Эпштейн (1941).

участках равнины и в долине р. Выг на морене залегают серые слоистые глины, постепенно переходящие в глины алевроитовые без ясно выраженной слоистости. В долине р. Выг и вблизи Выгозера эти слои имеют широкое распространение и прослеживаются по р. Сегеже до озер Сегозера и Остер-озера и на юг через озеро Маткозеро до Онежско-Беломорского водораздела.

По данным Б. Ф. Землякова (1936), на Онежско-Беломорском водоразделе в супесях, покрывающих ленточные глины, на отметках около 100 м А. Гуреевым и Г. И. Горецким была обнаружена экологически смешанная диатомовая флора, в составе которой отмечена широко распространенная морская форма *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz.

На самом перевале Онежско-Беломорского водораздела отмечаются обрывки небольшой террасы, сложенной косослоистыми песками небольшой мощности. Судя по типу косой слоистости, Г. И. Горецкий (1951) считает ее аллювиальной.

На южном склоне водораздела, в 1 км от г. Повенец, на абсолютной высоте около 40 м в супесях террасы Онежского озера, залегающих на голубовато-серой тонкослоистой ленточной глине, В. С. Порецким были встречены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Crammatophora oceanica* var. *macilentia* (W. Sm.) Grun., *Diploneis crabro* var. *pandura* (Bréb.) Cl., *D. splendida* (Greg.) Cl., *Navicula cancellata* var. *retusa* Bréb., *Epithemia zebra* var. *porcellus* (Kütz.) Grun., *Nitzschia punctata* var. *elongata* Grun.* Почти все указанные диатомовые являются обитателями моря. Нахождение их в террасе, по мнению Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941), дает совершенно определенные указания на проникновение в позднеледниковое время морских вод в котловину Онежского озера.

На основании нахождения в осадках диатомовых солоноводно-морского комплекса, а также геоморфологии Онежско-Беломорского водораздела Е. Н. Дьяконовой-Савельевой и Б. Ф. Земляковым (1928) было сделано заключение о кратковременном соединении Белого моря с Онежским бассейном при помощи неглубокого пролива. На основании рельефа Г. И. Горецкий (1951) не отрицает возможность кратковременного соединения бассейнов, но считает, что утверждение морского пролива палеонтологически не обосновано.

Экологически смешанная диатомовая флора с участием представителей солоноводно-морского комплекса отмечена Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1929) и на западном — Карельском участке водораздела между Сегозером и Остер-озером, высота которого около 130—132 м. Диатомовая флора, включающая согласно определениям В. С. Порецкого наряду с олигогалобами морскую форму *Cocconeis distans* var. (?) и солоноватоводную форму *Navicula lundströmii* var. *subcapitata* Wisl. et Poretzky, встречена на южном склоне водораздела на высоте 122 м*, в супесях, налегающих на ленточную глину, вблизи

* Названия диатомовых из цитируемых работ приводятся с учетом синонимии.

Остер-озера. На основании геологических данных Е. Н. Дьяконова-Савельева (1929) датирует отложения позднеледниковым временем и считает, что состав диатомовых указывает «на безусловную связь с соленым бассейном», в котором происходило накопление указанных осадков.

Время образования пролива хорошо датирует пыльцевая диаграмма** отложений, собранных вблизи Остер-озера в районе Карельского водораздела (рис. 3). В разрезе — сверху вниз наблюдаются: 3 м древесный торф, 60 см осоковый торф, 30 см гиттия, 2,40 м глина и супесь. Образование торфа началось в бореальный период и происходит до наших дней. Добореальное время падает на верхнюю часть слоистых глин. Зона III отмечается выступом травянистой пыльцы с большим количеством *Chenopodiaceae*, развитием *Salix* и знаменует время осцилляции льда на границах Сальпауселька в Финляндии. Начало формирования глин происходило еще в аллереде. Доннер (J. Donner, 1951) полагает, что часть пыльцы, а именно: ольхи, орешника, липы и ели в плохой сохранности и, вероятно, переотложены. Саурамо (M. Saugamo, 1958) считает, что диаграмма является важным доказательством времени соединения Белого моря с Онежским бассейном в позднеледниковое время, а именно — аллеред и молодой дриас.

Существование морского соединения подтверждается находением ихтиологами четырехрогого бычка в глубинах озера Остер. По данным Л. А. Кудерского и В. А. Лотарева (1962) по морфологии бычок сходен с формой из Онежского озера, но крупнее. Это дает дополнительные данные для решения вопроса о путях распространения реликтовой фауны в Карельских озерах. Учитывая глубину водоема при аккумуляции водораздельных глин, Саурамо здесь проводит 135 м изобазу поднятия.

При исследовании трассы Беломорского канала, кроме геологических данных М. А. Лавровой (1933) получен и геоморфологический материал, указывающий на существование в пределах Карельского водораздела трех нешироких долин бывших протоков вод позднеледникового бассейна, так что обмен вод между Онежским озером и Белым морем отрицать нельзя. Однако воды позднеледникового бассейна, по-видимому, были настолько сильно опреснены, что можно говорить лишь о слабосоленоводных протоках, а не о морских проливах.

Необходимо отметить, что еще в довоенное время геологические исследования морских отложений беломорского бассейна показали, что позднеледниковые морские слои не содержат макрофауны *in situ* и что все обломки раковин в данных осадках переотложены из морских межледниковых отложений бореального моря в результате денудации их

* По данным Гидропроекта абсолютная высота оз. Сегозера 118 м (а не 113 м, как считали ранее).

** Палинологический анализ из отложений, собранных Доннером, производил Суомалайнен (G. Suomalainen) в 1944—45 гг.

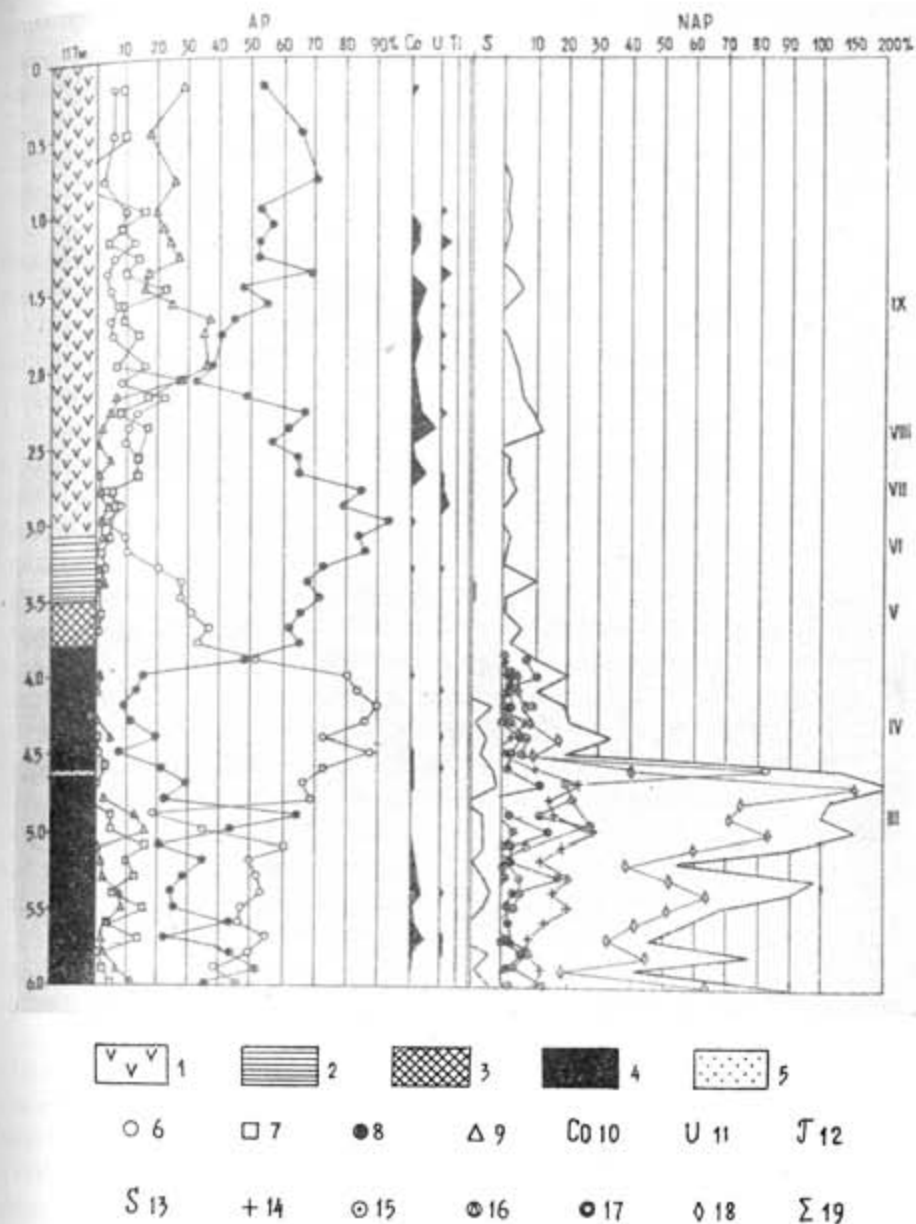


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза вблизи Остер-озера (из М. Saugamo, 1947)

1 — древесный торф, 2 — осоковый торф, 3 — гиттия, 4 — глина и супесь, 5 — песок, 6 — *Betula*, 7 — *Alnus*, 8 — *Pinus*, 9 — *Picea*, 10 — *Corylus*, 11 — *Ulmus*, 12 — *Tilia*, 13 — *Salix*, 14 — *Chenopodiaceae*, 15 — *Cyperaceae*, 16 — *Ericales*, 17 — *Gramineae*, 18 — *Varia*, 19 — NAP

льдами последнего оледенения. Об этом М. А. Лавровой (1948) сообщалось значительно ранее Г. И. Горецкого (1951). Необходимо отметить, что переотложенная макрофауна обычно представлена сглаженными обломками и никогда не дает массового количества, как в коренном залегании отложений. Некоторые морские диатомовые находятся

здесь также во вторичном залегании, в частности, третичные виды и, возможно, межледниковые.

Позднеледниковые абразионные уровни в районе Онежского озера были известны со времени исследований А. Иностранцева и Рамсея, который в дальнейшем значительно понизил отметки их высот. Верхние из них, по данным К. К. Маркова (1931а), относятся ко времени приледниковых озер.

Финские исследователи, кроме высоких озерно-ледниковых уровней в районе г. Петрозаводска, отмечали и морские на высотах 80, 70 и 60 м над уровнем моря.

Спорово-пыльцевой анализ серии образцов из торфяника Хиилисуо, расположенного к югу от г. Петрозаводска на абсолютной высоте 147 м, показал, что в фазу аллереда накопление органогенных отложений происходило в условиях развития древесной растительности. Это свидетельствует о том, что в указанное время произошло уже освобождение Онежского озера от ледникового покрова. Выше слоев аллереда в пыльцевой диаграмме четко выделяются слои с травянистой и кустарниковой растительностью с господствующими *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* и др., а также содержится пыльца *Artemisia* и *Salix*. Преобладание березы (с примесью сосны) указывает на образование осадков в зоне тундры во время III растительной зоны, т. е. молодого дриаса.

О реликтивно-морском характере Онежского озера, по мнению С. М. Вислоуха и Р. В. Кольбе (1927), говорит присутствие в составе диатомовой флоры до 32% обитателей солоноватых вод. Однако позднее В. С. Шешуковой (1937) и А. П. Жузе (1939) количество их было сильно снижено — до 1%. В Онежском озере известны и реликтовые формы ракообразных (Верещагин, 1925; Ломакина, 1950).

Вопрос об Онежско-Ладожском позднеледниковом соединении до последнего времени вызывал при своем решении наибольшие разногласия.

Предположение Рамсея (W. Ramsay, 1904—1905) и С. А. Яковлевой (1932) о существовании пролива по Свири геологическими исследованиями не подтвердилось (А. И. Зоричева и др.). Специальные исследования диатомовых в Ивинской котловине А. П. Жузе (1939) в слоях, датированных по пыльце субарктическим периодом, показали присутствие здесь пресноводной диатомовой флоры. Проблема существования пролива по Свири не выдерживает критики и с точки зрения гляцио-изостатической, так как район Свири по своему географическому положению в южной части перешейка ко времени аллереда испытал поднятие, о чем свидетельствует нахождение субарктических торфяников на р. Свири и на юго-восточных берегах Онежского озера на абсолютной высоте 30 м, т. е. ниже уровня озера (Марков, 1933).

Б. Ф. Земляковым, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941) был поднят вопрос о позднеледниковом соединении Онежского и Ладожского озер через северную часть перешейка, а именно че-

рез Шуйскую тектоническую депрессию, которая почти пересекает перешеек. Хотя водораздел перешейка достигает здесь 90 м*, т. е. больше, чем на Свири, но данный район лежит в зоне более высоких изобаз и в позднеледниковое время находился в состоянии более значительного погружения, чем район р. Свири.

Р. Шуя в восточной части депрессии протекает через ряд озер, из которых водораздельные являются более значительными. Здесь давно были известны хорошо выраженные террасы, а согласно данным Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941) по краям депрессии четкие абразионные уровни с нагромождением валунов, уступами террас, а местами хорошо выраженные валуно-галечниковые береговые валы. Наивысшая отметка волноприбойных знаков в районе Вагатозера, по данным указанных авторов, достигает 105 м над уровнем моря. По направлению к востоку она снижается до 95 м (с. Маньга), достигая у Петрозаводска 84—86 м абсолютной высоты. Понижение береговой линии отмечается и к западу (у г. Олонца 70—75 м над уровнем моря), что свидетельствует о более значительном поднятии центральной части перешейка.

Депрессия выполнена четвертичными отложениями. На морене последнего (валдайского) оледенения залегает позднеледниковая толща, представленная ленточными глинами, которые вверх переходят в слабослоистые и неслоистые супеси и пески, наблюдаемые до 110 м абсолютной высоты. В этих позднеледниковых осадках, включая и верхнюю часть ленточных глин, в ряде пунктов депрессии (Сулаж-гора, среднее течение р. Шуи, около Окунь-озера и в других местах) В. С. Шешуковой были встречены, наряду с обитателями пресных вод, представители солоноводно-морского комплекса диатомовых. К числу последних относятся *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Rhabdonema minutum* Kütz., *Grammatophora oceanica* f. *intermedia* Grun., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Chaetoceros* sp. и др., что свидетельствует о проникновении в приледниковый водоем соленых вод. Об образовании пролива, «принадлежавшего позднеледниковому бассейну, имевшему, очевидно, связь с открытым океаном» (Земляков, Покровская, Шешукова, 1941, стр. 168) говорят и четкие береговые формы рельефа, указывающие на динамику проточных вод. Проводившиеся при этом исследования данных отложений на пыльцу показали почти полное ее отсутствие. Только в супесях на р. Тюккула на глубинах от 0,75 до 2,00 м была обнаружена пыльца, в составе которой доминируют пыльцевые зерна сосны и ели при полном отсутствии пыльцы широколиственных пород.

Интересной является диатомовая флора, встреченная Н. И. Головенкиной в позднеледниковых осадках, вскрытых скважиной в 4,5 км к юго-востоку от д. Сямозеро. В глинах с глубины 2,0 м из разреза на абсолютной высоте около 100 м было определено 64 вида диатомовых. Среди них 18 видов (таблица № 1) относятся к представите-

* По данным ж/д нивелировки (Яковлев, 1934).

лям солоноводно-морского комплекса диатомовых, среди которых количественно преобладают *Grammatophora arctica* Cl. (?), *Synedra tabulata* (Ag.) Kütz., и обломки створок морских диатомовых из класса *Centricae*. Присутствие этих видов связано с притоком морских вод в приледниковый бассейн в период, когда значительным числом форм был представлен уже пресноводный элемент (46 видов олигогалобов), что характерно для поздних стадий развития приледниковых бассейнов — в Ленинградской области для II Балтийского ледникового озера (Желубовская, Ладышкина, 1962). Сопоставление флоры данного сямозерского разреза с позднеледниковой диатомовой флорой лахтинского разреза свидетельствует о сходстве указанных флор как в части пресноводного (озерно-ледникового) элемента, так и по составу солоноводно-морского комплекса диатомовых. Среди последних в сямозерском разрезе 44% форм являются общими с видами солоноводно-морского комплекса лахтинского разреза, причем из горизонта, датированного по пыльце временем аллереда. В глинах сямозерского разреза, содержащих указанную выше флору, по данным Д. П. Багио, обнаружен спорово-пыльцевой спектр ярко выраженного лесного типа с господством хвойных пород, в том числе и ели — 35% (сосна — 41%), свидетельствующий об образовании исследованных отложений в период позднеледникового потепления, а нижележащий горизонт песков предположительно отнесен к фазе среднего дриаса. Следовательно, исследованный горизонт глин сямозерского разреза, вероятно, также формировался в фазу аллереда, приходящуюся на субарктический период. Следует отметить, что для позднеледниковой толщи Онежско-Ладожского перешейка осадки субарктического возраста, установленного палинологическими анализами, известны из ряда разрезов Шуйской депрессии.

Выводы о существовании позднеледникового пролива были сделаны и финскими исследователями Хинппе, Мельдером и Окко, посетившими в 1943 г. северную часть Онежско-Ладожского перешейка. Мельдер (K. Mölder, 1944) в своей работе «Карельское ледниковое море в свете находок ископаемых диатомовых» приводит для указанного района систематические списки диатомовых, включающие помимо пресноводных и пресноводно-солонатоводных видов также морские, солонатоводно-морские и солонатоводные формы. Исследования велись в основном в районе между Сямозером и Ведлозером. В разрезе у д. Корза представители солоноводно-морского комплекса диатомовых были встречены в количестве 14 видов (из 49 найденных здесь форм). Среди обитателей моря в изучавшихся разрезах отмечаются *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Grammatophora marina* (Lyngb.) Kütz., *Gr. oceanica* (Ehr.) Grun., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *Campylodiscus echeneis* Ehr., *C. clypeus* Ehr. и др. Многие из найденных здесь форм были встречены как в аллередском горизонте лахтинского разреза (Желубовская, Ладышкина, 1962), так и в позднеледниковых отложениях у д. Сямозеро, исследованных Н. И. Головенкиной. Некоторые из них — *Melosira*

sulcata (Ehr.) Kütz., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. и др. содержатся также и в мариногляциальных осадках фазы аллереда Кемского района. Абсолютная высота залегания слоев с диатомовыми, по данным указанных финских исследователей, достигает 130—131 м, что дало основание Хинппе сделать вывод о положении верхней морской границы в северной части Онежско-Ладожского перешейка на высоте 130 м над уровнем моря и подтвердить существование пролива позднеледникового времени. На существование пролива через Онежско-Ладожский перешеек в позднеледниковое время указывают и обнаруженные Хинппе следы ледниковой осцилляции в районе Ведл-озера, полагающего, что край льда доходил до Карельского ледникового моря или находился вблизи него.

По берегам Ладожского озера давно были известны высокие абразионные уровни приледниковых озер. В зеленоватых глинах у г. Питкяранты, вскрытых В. В. Шарковым, В. С. Шешуковой были встречены морские диатомовые *Grammatophora marina* (Lyngb.) Kütz., *Gr. oceanica* (Ehr.) Grun., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Th. nitzschioides* var. *lanceolata* Grun. (Бискэ, 1959). Отложения с нахождением богатой морской диатомовой флоры в районе северо-восточной части Ладожского озера в 0,5 км от д. Тюккула, которые Г. С. Бискэ (1959) считает аналогом осадков с морскими диатомовыми в бассейне р. Видлицы (Земляков, Покровская, Шешукова, 1941), являются, по-видимому, мгинскими межледниковыми. Как показал диатомовый анализ отложений фазы аллереда Кемского района, а также лахтинского (Желубовская, Ладышкина, 1962) и сямозерского разрезов, для позднеледниковых отложений времени Балтийско-Беломорского соединения вообще не характерно обилие морских форм.

Если верхние абразионные уровни у Янис-Ярви образованы деятельностью ледниковых озер, нижележащие, по мнению Саурамо (Sauramo, 1958), относятся к уровням J₁, то-есть I Июльдиевого моря. Эта датировка позволила ему здесь провести 125 м изобазу поднятия. На северо-западных побережьях Ладоги Саурамо проводит 75 м изобазу поднятия уровней данного бассейна. Восточнее Сортавала изобазы меняет направление на юго-восточное, проходя южнее Ведлозера. (Рис. 5).

Ладожское озеро в позднеледниковое время являлось продолжением Финского залива, соединяясь с ним через низкую северную часть Карельского перешейка, так называемый Хейнйокийский пролив.

Проблема позднеледникового осолонения Балтики находится в настоящее время в стадии накопления фактического материала для своего решения. В ней еще много неясного, дискуссионного, а потому новый палеонтологический материал, несомненно, представляет большой интерес для уточнения позднеледниковой истории Балтики, а главное, освещения проблемы позднеледникового Балтийско-Беломорского соединения. Особенно ценен материал по детальному палеонтологическому изучению Лахтинской котловины, расположенной в 10 км к северо-западу от г. Ленинграда. Дно этой древней впадины во многих местах

лежит на 30 м ниже уровня моря, что способствовало накоплению в ней поздние- и послеледниковых осадков.

Из работы К. В. Желубовской и Т. Е. Ладышкиной (1962) видно, что в осадках двух стадий Балтийского ледникового озера (G_{III} и G_{IV} по К. К. Маркову) наряду с доминирующим пресноводным комплексом диатомовых постоянно присутствуют представители солоноводно-морского комплекса (рис. 4). Олигогалобы были встречены в количестве 152 видов, солоноватоводные, солоноватоводно-морские и морские диатомовые — 35 видов. Основная масса форм, по материалам Т. Е. Ладышкиной, относится к периоду развития II Балтийского ледникового озера (G_{IV}). Если для I Балтийского ледникового озера (G_{III}) характерно присутствие небогатого комплекса диатомовых, то флора II Балтийского ледникового озера отличается уже значительным качественным разнообразием. Богаче становится, особенно в аллереде, и привносимая в бассейн морскими водами солоноводно-морская флора диатомовых. Появляются *Mastogloia smithii* var. *amphicephala* Grun., круг форм *Diploneis smithii* (Bréb) Cl., *Rhopalodia musculus* (Kütz.) O. Müll и др.

Фаза древнего дриаса выявлена в верхах арктического периода (XI зона Поста). Для нее характерен спорово-пыльцевой спектр перигляциального типа. Фаза аллереда соответствует субарктическому периоду (X зона Поста). Участие травяной пыльцы сокращается за счет полыни и маревых. В древесной группе доминирует пыльца сосны (86,2%). Удваивается процент ели. Выявлено следующее соотношение групп: древесная пыльца 66%, недревесная 7%, споры 27%. Максимум диатомовых солоноводно-морского комплекса совпадает с максимумом сосны аллереда и субарктическим подъемом ели. Выше по разрезу, в фазу молодого дриаса, количество диатомовых резко убывает, а соотношение наземных растительных групп меняется: древесная пыльца 50%, недревесная 20%, споры 30%.

Исследования показали, что солоноводно-морской элемент диатомовой флоры позднеледниковых отложений Лахтинской котловины соответствует в истории Балтики времени I Иольдиевого моря по Мунте. Ярко выраженная здесь регрессивная фаза четко ограничивает эти позднеледниковые отложения от осадков II Иольдиевого моря.

Исследованием четвертичных отложений Лахтинской котловины в последние годы занимались также Т. В. Усикова, Г. И. Клейменова и Р. Н. Джиноридзе (1963), из диаграммы в работе которых также видно, что диатомовые солоноводно-морского комплекса встречаются здесь по всей вскрытой бурением толще позднеледниковых отложений. Тем не менее указанные авторы считают возможным выделить в низах лахтинского разреза обособленный горизонт I Иольдиевого моря, отнеся его к фазе аллереда. Для изучаемого района мощность этого горизонта приводится равной от 0 до 10 м (максимально до 15 м). Отмечается, что слои залегают на размывтой поверхности ленточных глин и представлены серыми или зеленовато-голубоватыми супесями.

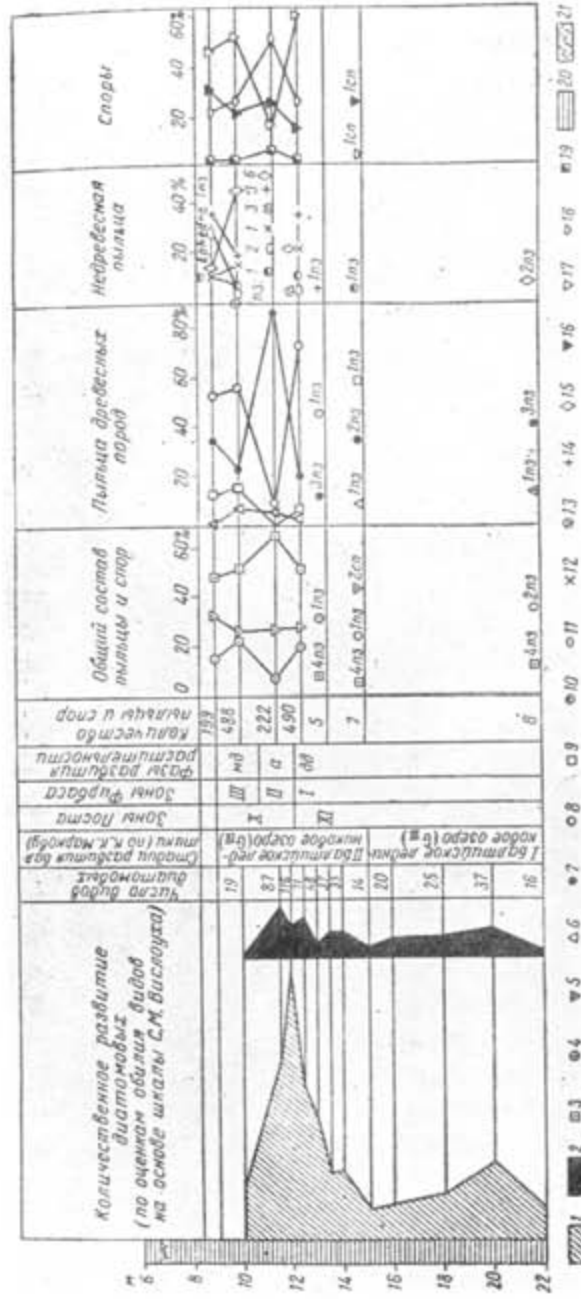


Рис. 4. Диатомовая и пыльцевая диаграммы позднеледниковых отложений Лахтинской котловины (К. В. Желубовская, Т. Е. Ладышкина, 1962)

1 — пресноводная диатомовая флора, 2 — солоноводно-морская диатомовая флора, 3 — пыльца деревьев и кустарников, 4 — недревесная пыльца, 5 — споры, 6 — Picea, 7 — Pinus, 8 — Betula, 9 — Alnus, 10 — Gramineae, 11 — Cyperaceae, 12 — Chenopodiaceae, 13 — Ericales, 14 — Artemisia, 15 — разнотравье, 16 — Sphagnales, 17 — Bryales, 18 — Polypodiaceae, 19 — Lycopodiaceae, 20 — глина, 21 — погорелый торфянистый прослойка, дд — древний дриас, а — аллереда, мд — молодой дриас

переходящими в пески. В основании отложений нередко отмечается нахождение растительных макроостатков. Слои с абразионным несогласием, по мнению данных авторов, покрываются отложениями II Балтийского ледникового озера времени молодого дриаса, но на приведенной для Лахтинского разреза диаграмме никакого изменения литологического состава осадков не наблюдается.

Следует отметить однако, что, как показал анализ имеющегося фактического материала, для района восточной части Финского залива по данным диатомовых исследований позднеледниковые отложения самостоятельного стратиграфического горизонта I Иольдиевого моря не образуют. Литологический состав осадков позднеледникового времени зависит от условий их аккумуляции — рельефа подстилающих пород, абсолютной высоты их залегания и движений земной коры. Все это обуславливает развитие водных или континентальных отложений. Во многих местах наблюдается перерыв в аккумуляции водных осадков и даже образование торфяников, как в Горелове. В других случаях, как отмечает К. К. Марков (1931), имеется полная постепенность накопления осадков, что характерно, в частности, для позднеледниковой толщи Лахтинской котловины (Желубовская, Ладышкина, 1962).

Исследования последних лет показали, что слои с включением солоноватоводных и морских диатомовых прослежены до высоты 30 м над уровнем моря. Эти данные позволяют объяснить и нахождение единичных форм солоноводно-морского комплекса диатомовых на более низких отметках — в отложениях террасы парка Лесотехнической Академии, в Удельненском парке, а также в осадках, подстилающих торфяник у Горелова и во многих других местах. Накопление фактического материала позволило увеличить список солоноватоводных и морских диатомовых в Лесном, которые здесь представлены (Яковлев, 1925; Малясова, 1960; Усикова, Клейменова, Джиноридзе, 1963) *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *M. sulcata* var. *siberica* Grun. (во вторичном залегании), *Thalassiosira excentrica* (Ehr.) Cl., *Th. gravida* Cl., *Coscinodiscus decipiens* Grun., *C. perforatus* Ehr., *Actinocyclus ehrenbergii* var. *crassa* (W. Sm.) Hust., *A. undulatus* (Bail.) Ralfs, *Chaetoceros schüttii* Cl., *Ch. anastamosans* Grun., *Rhabdonema adriaticum* Kütz., *Rh. arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora marina* Kütz., *Grammatophora* sp., *Fragilaria oceanica* var. *circularis* Grun., *Thalassionema nitzschioides* Grun., *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl. Кроме того, открыто много новых местонахождений позднеледниковых отложений с включением диатомовых солоноводно-морского комплекса в Приневской низменности: между ст. Зинovieво-Овчинская, выше села Московская Дубровка, а также севернее устья р. Черной у бывшей деревни Пороги (Малясова, 1960) и др. Присутствие морских форм наблюдается также и в осадках на северном берегу Финского залива, где они еще ранее были отмечены Хинппе (Е. Нуррә, 1932).

Имеющиеся данные позволяют считать, что уже на ранних этапах развития Балтийского ледникового озера существовал незначительный подток соленых вод и проникновение с запада форм солоноводно-мор-

ского комплекса диатомовых. Период влияния соленых вод в аллереде на приледниковый бассейн Балтики совпадает со временем I Иольдиевого моря по Мунте*, что соответствует в истории Балтики этапу позднеледникового Балтийско-Беломорского соединения.

Нужно сказать, что на основании сходства морских диатомовых из позднеледниковых отложений с межледниковыми часто делают вывод об

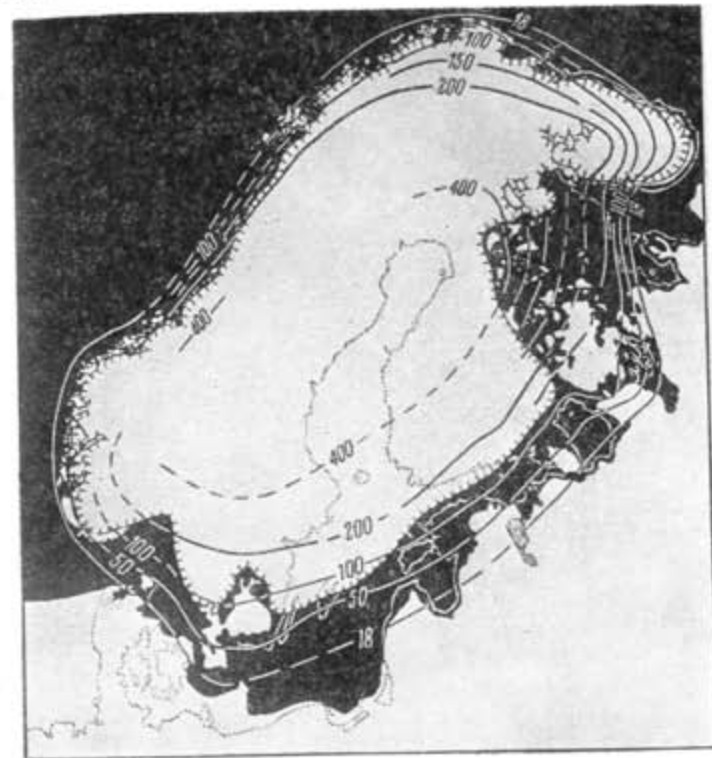


Рис. 5. Позднеледниковое иольдиевое море (из М. Саугато, 1958). Линии и цифры — изобазы поднятия и их высота в метрах над ур. м.

их переотложении, в частности, для ряда находок по линии позднеледникового Балтийско-Беломорского соединения. Вместе с тем это не всегда оправдано. Так сопоставление диатомовой флоры позднеледниковых отложений Кемского района (Вострухина, Ладышкина, 1964), где прослежено развитие флоры по разрезу, с межледниковой флорой Севера Европейской части СССР показывает наличие общих элементов, в том числе и среди известных для последних в качестве характерных форм: *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis* Grun., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *D. interrupta* (Kütz.) Cl. и др. Эти виды (некоторые в большом количестве) встречаются к тому же и в послеледниковых отложениях района Беломорья, в частно-

* Необходимо отметить, что в позднеледниковые (лахтинский разрез) наблюдается еще и более ранний пик осолонения.

сти, на Онежском полуострове (Вострухина, Ладышкина, 1960). Все это говорит о необходимости, во избежание ошибок, комплексного изучения осадков различными методами, а именно параллельного применения диатомовых и палинологических анализов при тесной увязке их с геологическими данными и фауной. Для большей уверенности в нахождении

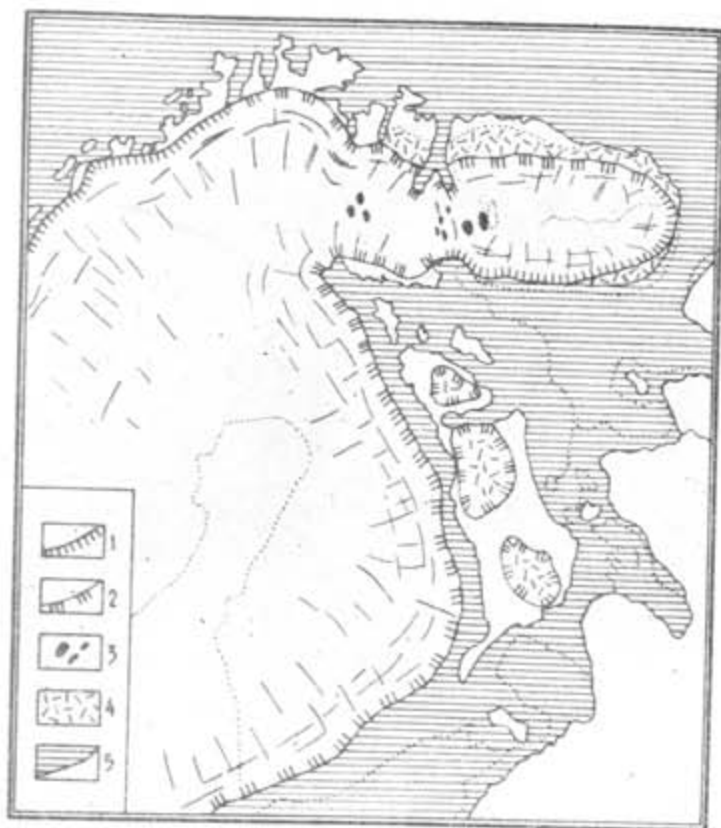


Рис. 6. Схематическая карта распространения позднеледникового солоноватоводного бассейна (М. А. Лаврова)

1 — границы ледникового покрова, 2 — предполагаемая граница ледникового покрова, 3 — нунатаки, 4 — неподвижный (мертвый) лед, 5 — море и суша

диатомовой флоры *in situ* существенно проследить и ход ее развития по разрезу. Следует отметить, что послеледниковая флора в целом отличается лучшей сохранностью, чем позднеледниковая, где диатомовые как пресноводные, так и морские нередко присутствуют в виде обломков. Это объясняется, по-видимому, возрастными различиями указанных флор, а также и менее благоприятными условиями fossilization диатомовых в позднеледниковое время. Кроме того известно, что диатомовые с нежным панцирем часто встречаются в обломках и в первичном залегании, особенно в грубых породах, а формы с толстостенными створками могут иметь хорошую сохранность и в переотложенном состоянии.

Невозможность Балтийско-Беломорского соединения в период существования II Иольдиевого моря, а именно в пребореальное время,

доказана (Марков, 1933, 1935; Земляков, Покровская, Шешукова, 1941). Однако до настоящего времени в геологической литературе в качестве аргумента против позднеледникового соединения ошибочно приводится отсутствие в некоторых разрезах солоноводного комплекса диатомовых, характерного для II Иольдиевого моря, а не позднеледникового солоноводно-морского комплекса времени I Иольдиевого моря по Мунте.

Заключение

Приведенные выше фактические данные позволяют в настоящее время подойти к решению вопроса о Балтийско-Беломорском соединении на более широкой палеонтологической базе.

Если четвертичная морская фауна в районе Онежско-Беломорского водораздела в позднеледниковых отложениях является переотложенной из межледниковых отложений бореального моря, то широкое распространение форм солоноводно-морского комплекса диатомовых в позднеледниковых отложениях на протяжении от Белого моря до Балтики, при накоплении нового фактического материала игнорироваться не может.

Как уже отмечалось, таяние и отступление льда из Беломорской впадины началось с верховьев Онежского и Двинского заливов, где в ледниково-озерных условиях аккумуляровались ленточные глины. На основании спорово-пыльцевых и диатомовых анализов отложений Онежского, Двинского, Кемского и других районов видно, что во время аллереда Беломорский бассейн уже был свободен ото льда и через горло Белого моря соединялся с Баренцевым морем. Поскольку повышение уровня вод океана ко времени аллереда немного превышало порог стока, то-есть высоту дна горла Белого моря (40—45 м), водообмен озерно-ледниковых вод, выполняющих Беломорскую впадину и опресненных вод шельфа Баренцева моря происходил медленно. Вследствие затрудненности обмена вод, по данным диатомового анализа, Белое море во время аллереда представляло слегка осолоненный приледниковый (мариногляциальный) водоем.

В результате значительной гляциоизостатической депрессии земной коры в приледниковой части Балтийского щита в это время слабо осолоненные воды Беломорского водоема образовали глубокие заливы, проникавшие по древним впадинам и долинам в район Ковдозера, где имели соединение с позднеледниковым заливом восточной Финляндии (Нуурра, 1936; Saugamo, 1958), а также на юг по Выгозерской впадине до Онежского озера, уже освободившегося в это время от ледникового покрова.

По данным диатомового анализа в позднеледниковое время Балтика тоже представляла озерно-ледниковый водоем (стадий G1_{III} и G1_{IV} К. К. Маркова), по мнению Т. Е. Ладышкиной, в районе верховий Финского залива лишь со слабым подтоком соленых вод, который усилился во время аллереда.

Воды Финского залива через Хейнйокийский пролив Карельского перешейка проникали на территорию Ладожского озера и в Шуйскую

депрессию Онежско-Ладожского перешейка, соединяясь с водами Беломорского водоема. Отложения Онежско-Ладожского перешейка, содержащие диатомовые солоноводно-морского комплекса, представлены обычно супесями и песками, залегающими на ленточных озерно-ледниковых глинах, и содержат нередко значительное количество пресноводных диатомовых. Спорово-пыльцевые данные из отложений Шуйской депрессии Онежско-Ладожского перешейка, а также отложения Онежско-Беломорского водораздела датируют проникновение осолоненных вод временем аллереда, т. е. фазой преобладающего развития древесной растительности, с нижним субарктическим максимумом ели, сосны и березой. Такой же состав растительности наблюдается и для отложенных времени аллереда в восточной части Финского залива Балтики.

Время усиленного подтока осолоненных вод в Балтику, относящегося ко времени аллереда, впервые было выделено Мунте (Munthe, 1928) под названием I Иольдиевого моря. Как показали исследования позднеледниковых отложений Лахтинской котловины, Приневской низменности в изучаемом районе особого горизонта эти слои не представляют. По данным Т. Е. Ладышкиной, осолонение наблюдается в осадках двух стадий Балтийского ледникового озера, т. е. G_{III} и G_{IV} по К. К. Маркову. Гореловский торфяник с высоким содержанием сосны и ели образовался во время максимума спада вод I Балтийского ледникового озера (G_{III}) в районе порога Средней Швеции.

При наступании льдов до границ Сальпаусселькя I сообщение между Балтикой и Белым морем прекратилось. Вероятно район Онежско-Ладожского перешейка испытал к этому времени региональное поднятие, что отражено на палеогеографической карточке Саурамо (Saugamo, 1958). Воды Беломорского бассейна в указанное время соединялись еще с Онежским озером. Это предположение находит подтверждение в изучении реликтовых ракообразных. По данным Н. Б. Ломакиной (1950), некоторые виды реликтовых ракообразных, претерпев более значительные изменения, чем формы из Ладожского озера, сохранили черты, общие с беломорскими эстуарными видами, что указывает на более длительную связь Онежского озера с Белым морем.

Вопрос о распространении позднеледникового бассейна — I Иольдиевого моря по Мунте, тесно связан с абсолютными отметками нахождения данных отложений, что хорошо отображено в изобазях поднятия на палеогеографической карточке Саурамо (Saugamo, 1958) (рис. 5). Однако отсутствие следов водной абразии в западных районах Карелии и широкое распространение здесь камов указывают на остатки в данных районах погребенных льдов (рис. 6).

Вышеприведенный материал позволяет нам присоединиться к мнению Б. Ф. Землякова, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой (1941), а также к мнению Хинппе, Мельдера (K. Mölder, 1944) и Саурамо (Saugamo, 1958) о существовании Балтийско-Беломорского соединения в позднеледниковое время. Выяснилось, что оно происходило в аллереде, а для Белого моря и Онежского озера, возможно, кро-

ме того и в первой половине молодого дриаса. Дальнейшие исследования позволят уточнить контуры распространения позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива.

ЛИТЕРАТУРА

- АПУХТИН, Н. И.: 1956. Новые данные о распространении морских трансгрессий в поздне- и послеледниковое время в Северной Карелии. Сб. ВСЕГЕИ: Материалы по четвертич. геол. и геоморфол. СССР, вып. 1, М.
- БИСКЭ, Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Карельск. фил. Академии наук СССР, Петрозаводск.
- БИСКЭ, Г. С.: 1963. К развитию Балтики в предвалдайское и послевалдайское время в пределах Ленинградской области и Карелии. Международн. ежегодник «Baltica», т. 1, Изд. Академии наук Литовской ССР, Вильнюс.
- БИСКЭ, Г. С. и ЛАК, Г. Ц.: 1955. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Тр. Карело-Финского фил. Академии наук СССР, вып. 3.
- ВЕРЕЩАГИН, Г. Ю.: 1925. К вопросу об элементах морской фауны и флоры в пресных водах Европейской России. Тр. Первого Всероссийск. Гидрологическ. съезда, Л.
- ВИСЛОУХ, С. М. и КОЛЬБЕ, Р. В.: 1927. Материалы по диатомовым Онежского и Лососинского озер. Тр. Олонек. научн. экспед. ч. V, вып. 1.
- ВОСТРУХИНА, Т. М.: 1962. Спорово-пыльцевая характеристика поздне- и послеледниковых отложений Онежского полуострова. Советская геология, № 9.
- ВОСТРУХИНА, Т. М.: 1962а. К вопросу о датировке озерно-ледниковых отложений Онежского полуострова. Доклады Академии наук СССР, т. 145, № 1.
- ВОСТРУХИНА, Т. М. и ЛАДЫШКИНА, Т. Е.: 1960. Некоторые данные по изучению пыльцы и диатомовых водорослей в послеледниковых отложениях Онежского полуострова. Сб. по палеогеогр. и стратиграф. четвертич. и третичн. отложений, Изд. Ленинградск. унив.
- ВОСТРУХИНА, Т. М., ЛАДЫШКИНА, Т. Е.: 1964. Новые данные по изучению четвертичных отложений Кемского района Карелии. Доклады Академии наук СССР, т. 155, № 3.
- ГОРЕЦКИЙ, Г. И.: 1951. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? Изв. Всесоюзн. географ. общ., т. 83, вып. 2.
- ДЬЯКОНОВА-САВЕЛЬЕВА, Е. Н. и ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф.: 1928. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. Гос. Гидрологич. инст., вып. 21.
- ДЬЯКОНОВА-САВЕЛЬЕВА, Е. Н.: 1929. К вопросу о позднеледниковом Онежско-Беломорском соединении. Тр. Ленинградск. Общ. Естеств., т. LIX, вып. 4.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ, К. В., ЛАДЫШКИНА, Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. Доклады Академии наук СССР, т. 146.
- ЖУЗЕ, А. П.: 1939. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа. Тр. Верхневолжск. экспед. Географо-эконом. научн.-исслед. инст., вып. 4, Л.
- ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф.: 1936. Четвертичная геология Карелии. Тр. секц. естественных производительных сил, т. 1, вып. 1, Изд. Карельского научн.-исслед. инст., Петрозаводск.
- ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф., ПОКРОВСКАЯ, И. М. и ШЕШУКОВА, В. С.: 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секц. Международн. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. V, М.—Л.
- КУДЕРСКИЙ, Л. А., ЛОТАРЕВ, В. А.: 1962. Новая находка реликтового бычка в водоемах Карелии. Научн. конфер. по итогам работ Инст. биологии за 1961 г., Петрозаводск.

- ЛАВРОВА, М. А.: 1933. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна. Тр. II Междунаро. конференц. по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. II, Л.
- ЛАВРОВА, М. А.: 1947. Основные этапы четвертичной истории Кольского полуострова. Изв. Всесоюзн. географ. общ., т. 79, вып. I.
- ЛАВРОВА, М. А.: 1948. О Балтийско-Беломорском межледниковом соединении. Тр. II Всесоюзн. географ. съезда, т. II.
- ЛАВРОВА, М. А.: 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Изд. Кольского фил. Академии наук СССР, М.—Л.
- ЛАК, Г. Ц.: 1954. Диатомовые четвертичных отложений Западной Карелии. Изд. Карело-Финского фил. Академии наук СССР, М.—Л.
- ЛОМАКИНА, Н. Б.: 1950. Систематика родов *Gamma gacanthus* Bate и *Pontoporeia Kjöyer* в связи с вопросом о происхождении ледниковых реликтов фауны СССР. Автореф. диссертат., Зоологическ. инст. Академии наук СССР, Л.
- МАЛЯСОВА, Е. С.: 1960. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка. Сб. по палеогеограф. и стратиграф. четвертичн. и третичн. отложений, Изд. Ленинградск. унив.
- МАРКОВ, К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главного Геол.-Развед. Управления ВСНХ СССР, вып. 117.
- МАРКОВ, К. К.: 1931а. Геохронологические исследования в южной Карелии. Журнал «Природа», № 5.
- МАРКОВ, К. К.: 1933. Иольдиевое море и проблема позднеледниковое Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. географ. общ., т. LXV, вып. 4.
- МАРКОВ, К. К.: 1935. Иольдиевое море и проблема позднеледниковое Балтийско-Беломорского пролива (Статья II). Изв. Гос. географ. общ., т. LXVII, вып. I.
- УСИКОВА, Т. В., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н.: 1963. Поздне- и послеледниковая история развития района Ленинграда. Междунаро. ежегодник «Baltica», т. I, Изд. Академии наук Литовской ССР, Вильнюс.
- ШЕШУКОВА, В. С.: 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних. Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, т. V, вып. I.
- ШЕШУКОВА, В. С.: 1949. Диатомовые водоросли иловых отложений и подстилающих их глини из озер Онежско-Беломорского водораздела. Тр. Ленинградск. общ. естествоиспытат., т. LXIX, вып. 3.
- ЭПШТЕИН, С. В.: 1934. Материалы к геологии четвертичных отложений 37-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Тр. Ленинградск. Геолого-Развед. треста, вып. 7, Л.—М.
- ЭПШТЕИН, С. В.: 1941. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в Северной Карелии. Тр. Сов. секц. Междунаро. ассоц. по изуч. четвертичн. периода, вып. V, М.—Л.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1925. Напосы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Изв. науч.-мелнрац. инст., №№ 8—9.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1932. Следы послеледниковых и позднеледниковой трансгрессий к северу от Ленинграда. Путеводитель экскурс. 2-ой четвертичн.-геол. конференции АИЧПЕ, Геолразведиздат.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1934. К вопросу об иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. географ. общ., т. LXVI, вып. 2.
- ЯКОВЛЕВА, С. В.: 1933. О Балтийско-Беломорском позднеледниковом соединении. Тр. II Междунаро. конфер. ассоц. по изуч. четвертичн. периода Европы, вып. 2, М.
- CLEVE-EULER, A.: 1937. Bemerkungen zur vorläufigen Mitteilungen von Esa Huyppe. „Ober die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas“, Lindesberg.

- DONNER, I.: 1951. Pollen analytical studies of late-glacial deposits in Finland. Bull. de la Comm. Geol. de Finlande, N 154.
- HUYPPE, E.: 1932. Die postglazialen Niveaueverschiebungen auf der Karelischen Landenge. Fennia, 56, N 1.
- HUYPPE, E.: 1936. Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Bull. Comm. géol. Finlande, 115.
- LOVEN, S.: 1861. Om några i Vettern och Venern fauna crustaceer. Öfvers öf Kōngl. Vet. Akad. Forh., N 6.
- MOLDER, K.: 1944. Das karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. Comm. Géol. Finlande, N 132.
- MUNTHE, H.: 1910. Studies in the Late-Quaternary history of Scuthern Sweden. Geol. För. i Stockh., Bd. 32.
- MUNTHE, H.: 1928. Drag ur den seniglacial unveklingen av Billingen-Falbygden. Geol. Fören. i Stockh. Fören., Bd. 32.
- MUNTHE, H.: 1928. Drag ur den seniglacial unveklingen av Billingen-Falbygden. Geol. Fören. i Stockh. Förh., 50.
- MUNTHE, H.: 1929. Några till den Fennoskandiska geokronologien och isavsmältningen knutna frågor. Sverig. Geol. Und. Arsbok, N 23.
- MUNTHE, H.: 1931. Geokronologien och isrecessionen i Fennoskandia anen gång. Geol. Fören. i Stockh. Förh., Bd. 51, H 1.
- RAMSAY, W.: 1904—1905. Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. Fennia, 22, N 1.
- RAMSAY, W.: 1921. Ober die Uferlinien im südlichen Finnland. Fennia 42, N 5.
- RAMSAY, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, 50, N 5.
- SAURAMO, M.: 1947. Studier över de seniglaciala nivåförändringarna i Fennoskandia. Geol. Fören. i Stockholm Förh. 69, p. 79.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Sci. Fenn., Seria A, III, 51.
- VIRKKALA, K.: 1951. Glacial Geology of the Suomussalmi Area, East Finland. Bull. de la Commis. geol. de Finlande, N 155.

[Поступило: 5.VI.1964 г.]

Таблица 1

Диатомовые солоноводно-морского комплекса из позднеледниковых отложений фазы аллереда

№№ п/п	Названия видов диатомовых водорослей	Экология	Лахтинская котловина (по данным Т. Е. Ладышкиной)	Бассейн р. Олонги в Кемском районе (по данным Т. Е. Ладышкиной)	Сязозерский разрез (по данным Н. И. Головенкиной)
1	<i>Melosira sulcata</i> (Ehr.) Kütz.	М	1	1	1
2	<i>M. sulcata</i> var. <i>biseriata</i> Grun. [®]	М	1	2	—
3	<i>M. sulcata</i> var. <i>siberica</i> Grun. (во вторичном залежании)	М	—	1	—
4	<i>Hyalodiscus scoticus</i> (Kütz.) Grun.	С-М	1	—	1
5	<i>Coscinodiscus lacustris</i> var. <i>septentrionalis</i> Grun.	С-М эвр.	1	—	—
6	<i>C. lacustris</i> var. <i>deformis</i> A. Cl.	С-М	—	—	1
7	<i>C. obscurus</i> A. S.?	М?	1	—	—
8	<i>Coscinodiscus</i> sp.	М?	—	1	1
9	<i>Actinoptychus</i> sp.	М	1	—	—
10	<i>Chaetoceros</i> sp. sp.	М	1	—	1
11	<i>Hemiaulus</i> sp. (во вторичном залежании)	М	1	—	—

ON THE QUESTION OF THE LATE-GLACIAL BALTIC-WHITE
SEA CONNECTION

by

M. A. LAVROVA & T. E. LADISHKINA

SUMMARY

The problem of the Late-glacial connection between the Baltic and the White Sea has been much treated, yet still it is being discussed. New data allow to reconsider it.

Though it is established that marine macrofauna of the Late-glacial deposits of the Onega-White Sea watershed has been redeposited from interglacial marine deposits, but now we cannot disregard the wide spreading of a saltwater-sea association of diatoms in the Late-glacial deposits of the area from the White to the Baltic Sea.

Melting and recession of ice out of the White Sea depression began at the heads of the Onega and the Dvina gulfs where varved clays accumulated under glacio-lacustrine conditions. On the grounds of pollen and diatomaceous analyses of deposits of the Onega, the Dvina, the Kem and other areas, it appears that during Alleröd period the White Sea basin was already freed from the ice and connected to the Barents Sea by the throat of the White Sea. As by the time of Alleröd, the elevation of the ocean water level only little exceeded the threshold of the outlet, i.e. the height of the White Sea throat bottom, the water exchange of the glacio-lacustrine waters of the White Sea depression with the Barents Sea ones was going slowly. In consequence of water exchange difficulty, the White Sea was a slightly brackish periglacial basin during the Alleröd.

As the result of considerable earth's crust sinking in the periglacial part of the Baltic Shield, slightly salinized waters of the White Sea basin formed deep gulfs on the Kovd Lake depression, where they had a linking with the Late-glacial gulf of eastern Finland (Hyyppä, 1936; Sauramo, 1958), and southwards on the Vig-Lake depression as far as Lake Onega, and farther upon the Shuya depression as far as Ladoga Lake and Gulf of Finland.

Diatomaceous analyses have shown that during Late-glacial time Baltic was also a glacio-lacustrine basin (stages G_{III} and G_{IV} by K. K. Markov), with a slight inflow of brackish water in the Finnish Gulf head area. The inflow got stronger in the Alleröd. The time of stronger inflow of brackish water was first distinguished by Munthe (1928) under the name of the I Yoldia Sea Period. On the diatom analysis data from the eastern part area of the Finnish Gulf, the layers of the I Yoldia Sea Period don't make any particular stratigraphical stratum. Gorelovo's peat bog with high content of pine and spruce corresponds to the time of maximum regression in the Baltic Ice Lake (G_{III} by K. K. Markov). Finnish Gulf waters passed into Ladoga Lake through the Heinjokki-Strait of the

№х п/п	Названия видов диатомовых водорослей	Эко- логия	Ладвинская котловина (по данным Т. Е. Ла- дышкиной)	Бассейн р. Олонги в Кемском районе (по данным Т. Е. Ла- дышкиной)	Сямозерский разрез (по данным Н. И. Голо- венкиной)
12	Обломки панцирей диатомовых водорослей из класса <i>Centricae</i>	М	1	1	3
13	<i>Grunowiella gemmata</i> (Grun.) V. H. (во вторичном залегании)	М	—	—	1
14	<i>Rhabdonema arcuatum</i> (Lyngb.) Kütz.	М	1	1	—
15	<i>Rhabdonema</i> sp.	М	—	1	1
16	<i>Grammatophora arctica</i> Cl.?	М	—	—	2
17	<i>Gr. oceanica</i> (Ehr.) Grun.	М	—	1	—
18	<i>Grammatophora</i> sp.	М	—	1	—
19	<i>Fragilaria virescens</i> var. <i>subsalina</i> Grun.	С	—	—	1
20	<i>Synedra pulchella</i> (Ralfs) Kütz.	С эвр.	1	—	—
21	<i>S. tabulata</i> (Ag.) Kütz.	С эвр.	1	—	2
22	<i>Thalassionema nitzschioides</i> Grun.	М	1	—	1
23	<i>Cocconeis scutellum</i> Ehr.	С-М	—	1	1
24	<i>C. scutellum</i> Ehr. x <i>C. scutellum</i> var. <i>parva</i> Grun.	С-М	—	—	1
25	<i>Mastogloia smithii</i> var. <i>amphicephale</i> Grun.	С	1	—	—
26	<i>Diploneis didyma</i> (Ehr.) Cl.	С-М	1	—	—
27	<i>D. interrupta</i> (Kütz.) Cl.	С	1	—	—
28	<i>D. smithii</i> (Bréb.) Cl.	С-М эвр.	1	—	—
29	<i>D. smithii</i> var. <i>pumila</i> (Grun.) Hust.	С-М эвр.	1	—	1
30	<i>Navicula peregrina</i> var. <i>kefvingensis</i> (Ehr.) Cl.	С	—	1	—
31	<i>N. pygmaea</i> Kütz.	С	1	—	—
32	<i>Trachyneis aspera</i> (Ehr.) Cl.?	М	—	—	1
33	<i>Caloneis silicula</i> var. <i>kjellmaniana</i> Cl.	С-М эвр.	1	—	—
34	<i>Pleurosigma</i> sp.	М	—	—	1
35	<i>Rhopaloidia musculus</i> (Kütz.) O. Müll.	С	1	—	—
36	<i>Campylodiscus echenis</i> Ehr.	С	1	—	1
Количество пресноводных и пресно- водно-соленоватоводных видов			65	19	46

Условные обозначения

м	— морская форма	3	— нередко
с-м	— соленоватоводно-морская форма	2	— редко
		1	— единично
с	— соленоватоводная форма		
эвр.	— эвригаллиная форма		

* Примечание. Характерная для эоценовых отложений морская диатомовая *Melosira silicata* var. *biseriata* Grun., по-видимому, может присутствовать в четвертичных отложениях и в первичном залегании.

Karelian Isthmus, joining the waters of the White Sea basin in the Shuya depression of the Onega-Ladoga neck. On the pollen analyses, the establishment of through connection between the Baltic and the White Sea waters is dated to the time of Alleröd, i.e. to the phase of the development of arboreal vegetation with the lower subarctic spruce maximum.

The connection between Baltic and the White Sea broke off with the advance of ice to the I Salpausselkä boundary, and the White Sea basin had yet connection to the Onega one.

The absolute markings of the occurrence of Late-glacial slightly brackish-water deposits coincide with the isobases of elevation on the Fig. 5 (Sauramo, 1958). The limits of Late-glacial water spreading are shown on the palaeogeographical map (Fig. 6).

ZUR FRAGE VON DER SPÄTGLAZIALEN OSTSEE-WEISSES MEER VERBINDUNG

von

M. A. LAVROVA & T. E. LADYSCHKINA

ZUSAMMENFASSUNG

Die Frage von der spätglazialen Verbindung der Ostsee mit dem Weissen Meer besteht schon seit langem, bleibt aber doch bis jetzt bestritten. Neues Tatsachenmaterial erlaubt es, diese Frage erneut zu revidieren.

Obwohl es feststeht, dass die Meermakrofauna in den spätglazialen Sedimenten der Onega-Weisses Meer Wasserscheide umgelagert ist, darf eine grosse Verbreitung des Meerwasserdiatomeenkomplexes in den zwischen dem Weissen Meer und der Ostsee ausgedehnten spätglazialen Sedimenten nicht übersehen werden.

Das Abschmelzen und Zurückweichen des Eises aus der Niederung des Weissen Meeres begannen im Oberlauf der Onega- und Dwina-Bucht, wo unter den see-glazialen Bedingungen Bänderton abgelagert wurde. Auf Grund der Pollen- und Diatomeenanalysen der Sedimente aus dem Onega-, Dwina-, Kemigebiet und aus den anderen Gebieten feststeht, dass während der Allerödzeit das Becken des Weissen Meeres schon vom Eis frei war und durch die Kehle des Weissen Meeres Verbindung mit dem Barenzmeer fand. Da die Steigerung des Wasserspiegels im Ozean zur Allerödzeit nur wenig das Niveau der Überlaufschwelle, d.h. die Bodenhöhe der Kehle des Weissen Meeres überschritt ging der Wasseraustausch der see-glazialen Gewässer zwischen der Niederung des Weissen Meeres und der des Barenzmeeres langsam vor sich. Infolge des erschwerten Wasseraustausches stellte das Weisse Meer während der Allerödzeit ein periglaziales Wasserbecken mit leicht salzhaltigem Wasser dar.

Infolge einer wesentlichen Niederpressung der Erdkruste im Periglazialgebiet des Baltischen Schildes haben die leicht salzhaltigen Gewässer

des Beckens des Weissen Meeres tiefe Brackwasserbuchten gebildet — in der Kowdsee-Niederung, die Verbindung mit der spätglazialen Brackwasserbucht Ostfinnlands hatte (Hyyppä, 1936, Sauramo, 1958), und südlicher in der Wygsee-Niederung bis zum Onegasee und weiter her in der Schui-Depression bis zum Ladogasee und Finnischen Meerbusen.

Die Diatomeenanalysen haben erwiesen, dass während der spätglazialen Zeit das Ostseegebiet auch ein see-glaziales Wasserbecken darstellte (nach K. K. Markow Stadium GI_{III} und Stadium GI_{IV}), im Gipfelgebiet des Finnischen Meerbusens, nur mit einem schwachen, aber doch während der Allerödzeit zunehmenden Zufluss der Salzwässer. Die Zeit des zunehmenden Zuflusses der salzhaltigen Gewässer hat Munthe (1928) als I Yoldiameer bezeichnet. Nach den Ergebnissen der Diatomeenforschungen im Ostgebiet des Finnischen Meerbusens weisen die Schichten aus der Zeit des I Yoldiameer keinen besonderen stratigraphischen Horizont auf. Das Gorelowo-Torfbecken mit grossen Enthalt der Kiefer- und Fichtenpollen entspricht der Zeit der höchsten Senkung des Wasserstandes im Baltischen Glazialsee (nach K. K. Markow GI_{III}). Die Gewässer des Finnischen Meerbusens drangen durch die Heinijoki-Wasserstrasse der Karelianischen Landenge bis nach dem Ladogasee vor, indem sie in der Schui-Depression der Onega-Ladoga-Landenge mit den Gewässern der Niederung des Weissen Meeres in Verbindung kamen. Die Ergebnisse der Pollenanalysen datieren die Entstehung eines Durchganges der Gewässer der Ostsee und der des Weissen Meeres mit der Allerödzeit, d. h. mit der Zeit der Entwicklung der Baumpflanzenwelt mit einem unteren subarktischen Maximum der Fichte.

Als der Inlandeisfront bis an die Salpausselkägrenze I vorstieß, wurde die Verbindung zwischen der Ostsee und dem Weissen Meer unterbrochen, während das Becken des Weissen Meeres noch die Verbindung mit dem Onegabecken hatte.

Die absoluten Höhenlagen der spätglazialen Sedimente schwach salzhaltigen Gewässer fallen mit den Isobasen der Hebung auf dem Abb. 5 (Sauramo, 1958) zusammen. Die Grenzen der Verbreitung der spätglazialen Gewässer sind auf der paläogeographischen Karte gekennzeichnet (Abb. 6).

НОВЫЕ ДОКАЗАТЕЛЬСТВА СУЩЕСТВОВАНИЯ
ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОГО БЕЛОМОРСКО—БАЛТИЙСКОГО
МОРСКОГО ПРОЛИВА НА ОНЕЖСКО—ЛАДОЖСКОМ
ПЕРЕШЕЙКЕ

Н. И. АПУХТИН, И. М. ЭКМАН, С. В. ЯКОВЛЕВА, Ленинград

История вопроса о существовании морского пролива, отделившего Фенноскандию от материка во время позднеледниковой трансгрессии моря, имеет уже более чем вековую давность. Литература, затрагивающая его, так обширна, что охватить ее целиком в небольшой статье, посвященной отдельному району, едва ли возможно. К тому же она полно освещена в ряде работ, в том числе С. А. Яковлева (1926, 1934, 1956), Б. Ф. Землякова (1936, 1941), Х. Гамса (Gams, 1929), Мунте (Munthe, 1940), Чарлзуорса (Charlesworth, 1957, гл. 45), М. Саурамо (Sauramo, 1958) и других.

Однако, дать краткую сводку по истории вопроса все же необходимо. Мысль о существовании такого пролива высказывалась еще в 18 веке (В. Ф. Зуев). В 19-веке это предположение нашло подтверждение в виде находок в Средней Швеции глин с раковинами морских моллюсков, в том числе арктического *Yoldia arctica* Gray, обитающего сейчас в Ледовитом океане у берегов Гренландии и отсутствующего в водах Атлантики (Ловен, Эрдмани, Форхгаммер). Кроме того в Балтийском море, а также в озерах Средней Швеции и Балтийско-Беломорского водораздела были обнаружены морские реликтовые животные — тюлени, рыбы, ракообразные, фораминиферы (Ловен, Яржинский, Кесслер, Мунте и др.). Мунте дал этому морю название Иольдиевого.

Гипотезу пролива приняли Г. Де Геер (De Geer, G., 1894), Х. Бергхелл (Berghell, 1896), В. Рамсей (Ramsay, 1896) и другие финские геологи. Изучая положение береговых уровней Иольдиевого моря на юго-востоке Финляндии, Де Геер провел изобазу их поднятия к северу от Ленинграда на высоте 60 м, а В. Рамсей на 50 м. Распространив затем свои наблюдения на Карелию и Кольский полуостров, В. Рамсей (Ramsay, 1898, 1904—1905) дал схему хода изобаз поднятия береговых уровней Иольдиевого моря и для этой местности.

В Ленинграде, в уступе 16-метровой террасы парка Лесного института и Кушелевки С. А. Яковлев (1926, стр. 133) обнаружил постепенный переход сверху ленточных глин приледникового озера в супеси с морскими диатомеями и счел эти супеси за осадки Иольдиевого моря. При этом он высказался за длительность морской фазы позднеледникового бассейна (стр. 143—144) и за признание существования в это время соединения Белого и Балтийского морей, так как без проникновения соленых вод с востока, при наличии связи с океаном только через проливы Средней Швеции, трудно объяснить наличие соленых вод в области Финского залива.

Подобные же супеси с морскими диатомовыми были найдены Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1928) и Б. Ф. Земляковым у г. Повенца, в основании террасы, на абсолютной высоте около 40 м. Другие находки морских отложений, лежащих на поверхности, были сделаны ими, а позднее также М. А. Лавровой, С. В. Яковлевой, Е. М. Можейко, Г. И. Горецким, И. М. Покровской на Сегозере и в других местах Онего-Беломорского и Онежско-Ладожского водоразделов. Эти факты позволили указанным исследователям присоединиться к гипотезе соединения Белого и Балтийского морей во время позднеледниковой трансгрессии.

В ее пользу говорили и новые данные о широком распространении морских реликтов в озерах Карелии и Кольского полуострова (Верещагин Г. Ю., 1925; Вислоух С. И., Кольбе Р., 1927 и др.).

Ботаник И. Цинзерлинг (1934) выступил в поддержку гипотезы пролива, обосновывая это распространением на современных дюнах, развитых по берегам Выг и Сегозера, Онежского, Ладожского и Чудского озер, растений, современные ареалы которых находятся в Заполярье.

С другой стороны, однако, В. Рамсей (Ramsay, 1928), пересмотрев свои прежние представления, отнес высоко поднятые береговые уровни к Балтийскому ледниковому озеру и отказался от идеи пролива. Такого же взгляда придерживался и М. Саурамо (Sauramo, 1929), точку зрения которого принял К. К. Марков (1933), Э. Хюппя и большинство геологов, в том числе и М. А. Лаврова.

В 1928 г. Мунте (Munthe) высказал предположение о двухфазности иольдиевого моря, объяснявшейся повторным наступанием ледника, закрывшего пролив в области Дегерфорса, изолировав от океана область приледникового озера. Со временем I Иольдиевого моря он связал образование описанных С. А. Яковлевым (1926) супесей в террасе Лесного парка в Ленинграде, с чем согласился и С. А. Яковлев (1934, стр. 289).

В дальнейшем же выводы В. Рамсея заставили Г. Мунте отказаться от своих взглядов и он придерживался с тех пор концепции противников пролива, до конца своих дней.

В эти же годы финские геологи (Нууррә, 1936; Kipri, 1937), на основании находок в позднеледниковых отложениях морских диатомовых, провели узкий глубокий залив Иольдиевого моря в восточной Финляндии,

вдоль высот Маанселькя, сток которого рисовался по долине р. Кеми, в сторону Белого моря.

Много дали для окончательного решения проблемы пролива наблюдения К. Мельдера, Э. Хюппя и В. Окко. На севере Онежско-Ладожского перешейка К. Мельдер (Mölder, 1944), изучив состав диатомовых в водных отложениях, лежащих на немой морене и флювиогляциальных осадках в долине р. Шуи, на абсолютной отметке до 130 м, т. е. на 20 м выше уровня, принимавшегося Саурамо для Иольдиевого моря к северо-востоку от Ладожского озера, пришел к выводу о внезапном проникновении соленых вод с северо-востока, из Белого моря, принесших галофитов в озера, заселенные пресноводными формами диатомовых. Если бы осолонение бассейна шло постепенно, состав последних должен был меняться не внезапно, а с появлением солоноватоводных видов. В пределах пролива по р. Шуе К. Мельдер выявил опресненные участки, представлявшие собою заливы, заселенные пресноводной флорой.

Э. Хюппя (Нууррә, 1943) проследил волноприбойные линии позднеледникового морского бассейна до восточной Финляндии, где они достигают 138 м абсолютных отметок, и увязал их с уровнями, замеренными Б. Ф. Земляковым (1936) на северо-западном побережье Онежского озера.

В начале 50-х годов были опубликованы работы ихтиологов, в которых, на основании изучения современного распространения некоторых видов рыб, подтверждалась идея позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива (Богоров, В. Г., 1950; Новиков, П. Н., 1951; Зенкевич, Л. А., 1955).

Для южной Финляндии Эбба Де Геер (De Geer, E., 1954) установила, по изменению с запада на восток диатомовой структуры ленточных глин на симмиктовую, двукратное проникновение в Балтику морских вод с северо-востока в позднеледниковое время. Под напором этих фактов М. Саурамо (Sauramo, M., 1947, 1958) также склонился к признанию существования позднеледникового соединения Балтийского моря с Белым. Но Г. С. Бискэ (1955, 1959), Г. Ц. Лак и Г. И. Горецкий (1951) продолжают отстаивать мысль о том, что все морские и солоноватоводные диатомовые в позднеледниковых отложениях Карелии являются переотложенными, или же вообще отрицают их наличие, не приводя в обоснование своих выводов никакого фактического материала.

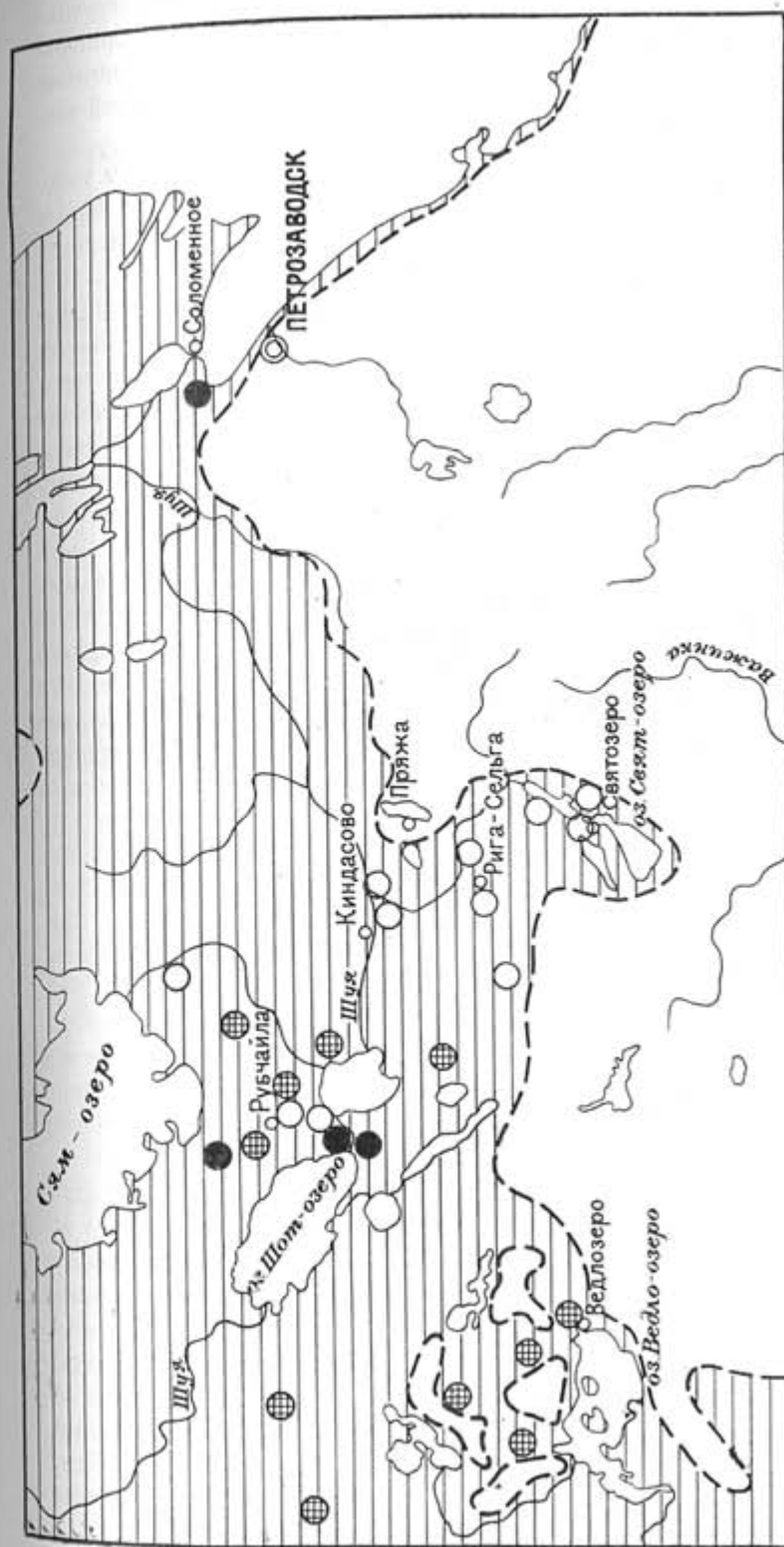
В последние годы, в связи с дискуссионностью вопроса, при проведении геологических исследований на Онежско-Ладожском перешейке, было обращено особое внимание на изучение осадков водного происхождения в зоне морского пролива, намеченного еще в тридцатые годы Б. Ф. Земляковым (1936, 1941) и И. М. Покровской. Наиболее детально был обследован район Онежско-Ладожского водораздела, охватывающий среднюю часть бассейна р. Шуи с озерами Сям-озеро, Ведлозеро и Свят-озеро. Широким распространением там пользуются разнозернистые преимущественно средне- и мелкозернистые пески, или-

стые суглинки и, реже, глины. Осадки хорошо отсортированы обычно с ясной горизонтальной или наклонной слоистостью, что свидетельствует об их отложении в водном бассейне. Площади распространения и гипсометрические положения поверхности отложений позволяют сделать вывод об обширности этого бассейна и небольшой его глубине. Абсолютные высоты залегания его отложений колеблются от 86 до 138 м. Слоистые пески, суглинки и глины являются здесь наиболее молодыми геологическими образованиями. Залегают они на верхней морене, которая местами выходит на дневную поверхность, и перекрываются, на отдельных участках, современными торфяниками.

С целью установления возраста и генезиса отложений было проведено послойное изучение пыльцы, спор и диатомовой флоры из двадцати восьми разрезов, вскрывших осадки на глубину до 10—12 метров. Палинологические исследования проводились в лабораториях Ленинградского университета и Северо-Западного геологического управления. Анализы выполнялись Т. А. Назарцевой, Д. В. Пономаревой и Д. А. Аграновой. Диатомовые исследовались в названных учреждениях Н. И. Головенкиной, Р. Н. Джиноридзе, М. Травинной и Е. А. Черемисиновой. Объем статьи не позволяет поместить весь полученный материал, поэтому здесь приводятся лишь некоторые разрезы, которые, однако, характеризуют все литологические разности, распространенные в районе исследований (рис. 1).

Наиболее низкое гипсометрическое положение 86,0 м занимает разрез к северо-западу от с. Пряжа, вскрывший толщу переслаивания неяснослоистых суглинков с ленточными глинами довольно отчетливой диатомовой структуры. По всему разрезу присутствуют пресноводные и солоноватоводные диатомовые, среди комплекса которых постоянно, но в большинстве случаев единично, обнаруживаются морские формы. В отдельных образцах отмечается до семнадцати морских видов. Диатомовые отсутствуют лишь в нижней ясно ленточной части толщи на глубине 10,0 м. Выше, в ленточных глинах и слоистых суглинках, диатомовые содержатся в незначительном количестве. Лишь *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. имеет оценку «единично» и «редко». Отмечено до 6—9 морских видов. Начиная от 7,5 м по разрезу количество диатомовых увеличивается до 53—70 видов в одном образце. Преимущественное развитие имеет флора, характерная для холодного водоема.

Наиболее часто встречаются пресноводно-солоноватоводные формы: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Diploneis elliptica* (Ktz.) Cl., *D. Meyeri* Skabitsch., *Caloneis bacillum* (Grun.) Mer., *Amphora ovalis* Ktz. и многие другие виды, такие, как *Navicula*, *Pinnularia Cymbella*. Морские и солоноватоводные диатомовые, в некоторых образцах от 9 до 17 видов, присутствуют по всему разрезу, за исключением его самой верхней части. С оценкой «редко» отмечаются *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., споры *Chaetoceros* sp., *Grammatophora* sp. (септы). Постоянно встречаются единичные экземпляры *Hyalidiscus scoticus* (Ktz.) Grun., *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus lacustris* var. *septentrionalis*



Остова сляпозафірванна с карты м-ба 1:2500000

Рис. 1. Схема распространения Ижмурского моря в центральной и восточной частях Онежско-Ладожского перешейка
1 — разрезы, описанные Б. Ф. Земляковым, И. М. Покровской и В. С. Шешуковой; 2 — разрезы, описанные К. Мельдером, Е. Хюпк; 3 —
новые разрезы; 4 — площадь распространения Ижмурского моря; 5 — площадь, не покрываемая морем

Grun., *C. curvatulus* Grun., обломки видов *Coscinodiscus*, *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., солоноватоводные виды *Diploneis*; из силикофлагеллят — *Distephanus speculum* Haesckel. Приведенные данные характерны для сильно опресненной части холодного моря.

Результаты палинологических исследований не противоречат такому выводу. В составе древесных пород резко преобладает пыльца *Betula* секции *Albae* и секции *Nanae*. В составе травянистой растительности *Artemisia* и среди спор — *Bryales* (рис. 2).

В том же районе, у с. Киндасово, близ р. Шуи, на высоте 92,0 м была вскрыта 11-метровая пачка переслаивания супесей, суглинков, ленточных глин и слоистых песков. В данном разрезе обнаружено тридцать четыре вида и разновидностей диатомовых. Наибольшее количество их сосредоточено на глубинах 10,1 м и от 2 до 2,7 м. В средней части разреза — от 3,0 до 8,9 м — содержатся лишь единичные обломки диатомовых, в верхней же — от 0,0 до 1,0 м — диатомовых обнаружено не было.

В нижней части толщи (глубина 10,1) из восьми видов диатомовых пять морских и три пресноводных. Среди морских были отмечены: *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz.; *M. sulcata* var. *biseriata* Grun.; *Grammatophora arcuata* Ehr. Из пресноводных, с оценкой «нередко», отмечена *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. На глубине от 2 до 2,7 м определено 28 видов диатомовых, из них 70% пресноводных с оценкой «нередко» и «часто»; отмечается *Amphora ovalis* Ktz., с оценкой «редко» *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll; другие же формы встречаются единично. Среди морских и солоноватоводных диатомовых, составляющих 30% от общего количества, обнаружены: *Hyalodiscus scoticus* Ktz., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora oceanica* Ehr., *Thalassiosira antiqua* Cl.; *Coscinodiscus lacustris* Grun.; *Cocconeis scutellum* Ehr.; *Diploneis interrupta* (Ktz.) Cl., *Nitzschia scalaris* (Ehr.) W. Sm., *Campilodiscus echeneis* Ehr. и др. Интересно отметить, что самая верхняя часть толщи, не содержащая диатомовых, оказалась «немой» и в палинологическом отношении, для нижележащей же толщи, с глубины 2,5 м до 10,1 м, получен однообразный довольно холодный спектр (рис. 3).

Весьма интересным оказался разрез песчано-глинистых безвалунных слоистых осадков, вскрытых в окрестностях с. Ринго-сельга, на абсолютной высоте 100,0 м. Диатомовая флора более или менее однородна по всему разрезу, на глубину от 3,0 до 10,4 м. На этом интервале в осадках было обнаружено 29 видов и разновидностей диатомовых и 2 вида силикофлагеллят. Во всех образцах морские формы встречаются в большем количестве, чем пресноводные (до 77%). Среди морских обнаружены: *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *M. sulcata* var. *biseriata* Grun., *M. sulcata* var. *crenulata* Grun., *Stephanopyxis turris* (Grev. et Arn.) Ralfs, *Thalassiosira gravida* Cl., *Coscinodiscus curvatulus* Grun., *Actinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Actinocyclus Ehrenbergii* Ralfs.

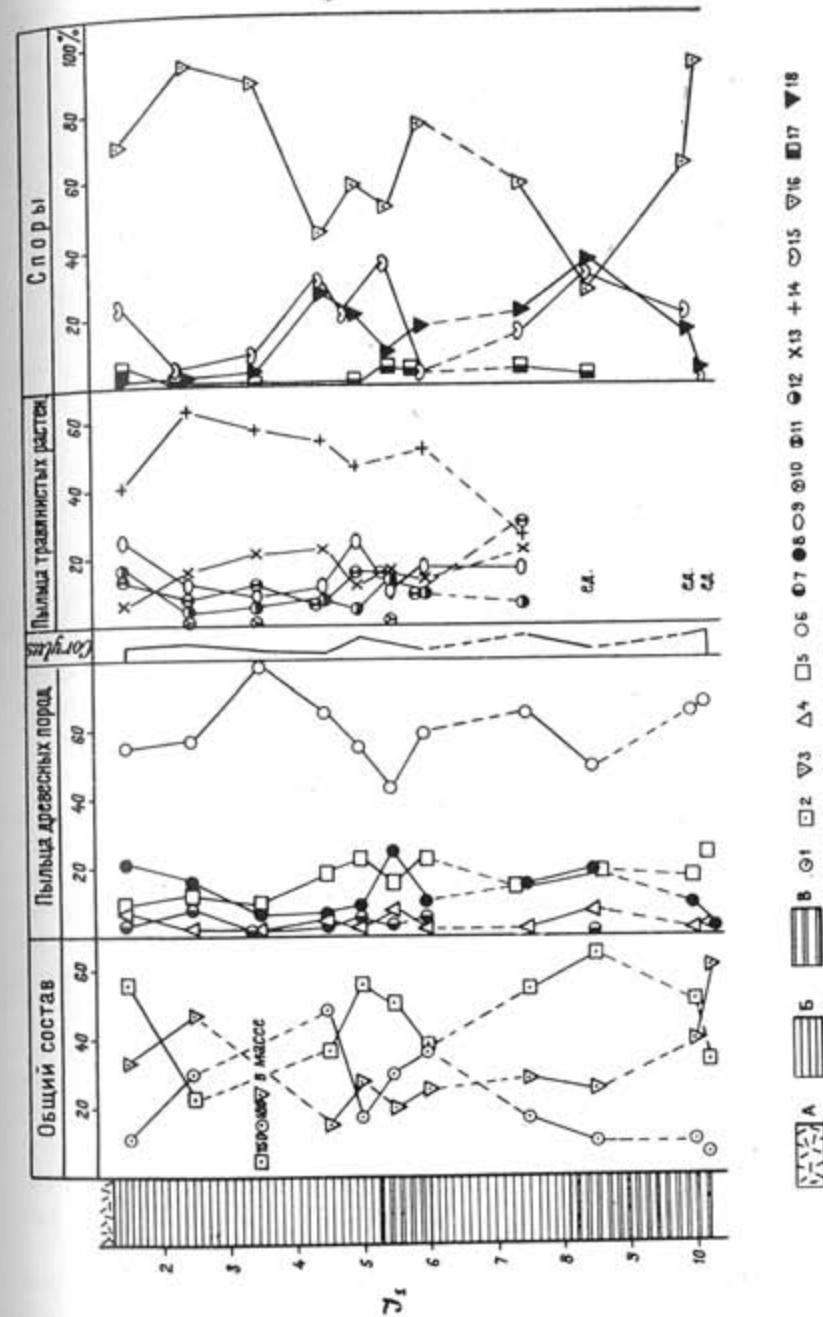


Рис. 2. А — торф; Б — глина; В — глина слоистая

1 — травянистые; 2 — древесные; 3 — споры; 4 — ольха; 5 — дуб; 6 — береза; 7 — сосна сибирская; 8 — сосна; 9 — ели; 10 — ели; 11 — лишайники; 12 — водоросли; 13 — лишайники; 14 — пыльца; 15 — пыльца; 16 — пыльца; 17 — пыльца; 18 — пыльца

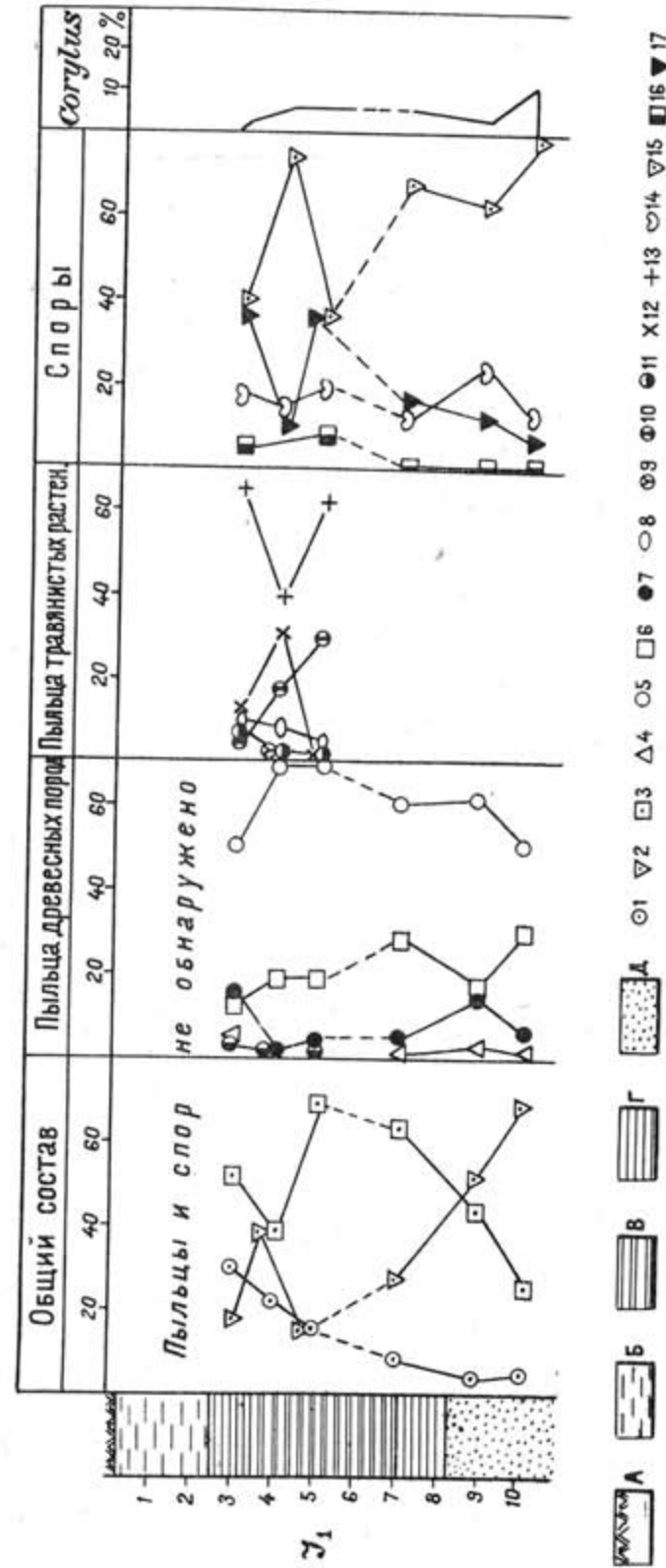


Рис. 3. А — почвенный слой; Б — суглинок; В — глина слоистая; Г — глина; Д — песок
 1 — травянистые; 2 — споры; 3 — ель; 4 — береза; 5 — сосна; 6 — ольха; 7 — сосна; 8 — осина; 9 — береза; 10 — различные; 11 — злаки; 12 — марьяны;
 13 — полынь; 14 — папоротники; 15 — зеленые мхи; 16 — плауны; 17 — сфагновые мхи

Grammatophora sp., *Diploneis subcincta* (A. S.) Cl. и др. Из солоноватоводных — морских форм отмечены: *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *D. Smithii* (Bréb.) Cl., *Navicula punctatula* W. Sm.

Все формы имеют оценку «единично» и лишь *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz. + var. и *Aktinoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, а также пресноводные — *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. и *M. scabrosa* Oestr. имеют оценку «редко».

Среди пресноводных к холодолюбивым относятся формы: *Melosira arenaria* Moore, *M. scabrosa* Oestr., *Cyclotella comta* (Ehr.) Kütz., *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Navicula amphibola* Cl., *Pinnularia lata* (Bréb.) W. Sm.

Исходя из комплекса диатомовых Р. Н. Джиноридзе, производившая диатомовый анализ, приходит к выводу о том, что такой комплекс флоры мог развиваться в соленом бассейне, в который имели доступ холодные пресные воды.

Палинологическая характеристика отложений подтверждает такой вывод. По всему разрезу был обнаружен спектр лесного типа со значительной примесью пыльцы травянистых растений и спор (рис. 4). Среди древесной пыльцы *Betula* секций *Albae* и *Nanae* составляет 40—60%, *Pinus* — 15—35%, *Alnus* — 1—28% и *Picea* — до 10%.

Отмечена пыльца *Corylus* в количестве до 5%. Травянистые представлены пыльцой *Gramineae* — 3—7%, *Cyperaceae* — 15—25%, *Chenopodiaceae* — 5—10%; *Ericaceae* — 2—3%; *Artemisia* — 40—67% и разнотравья — 10—25%. Среди спор преобладают *Bryales*, однако *Sphagnum* и *Polypodiaceae* присутствуют также в значительном количестве. Споры *Lycopodium*, представленные четырьмя видами, составляют 7% от суммы спор.

Наиболее высокое гипсометрическое положение (135—137 м) занимает разрез, вскрытый бурением на северо-восточном берегу Святозера. По составу диатомовых толща тонко- и мелкозернистых песков с отчетливой горизонтальной слоистостью может быть разделена на три горизонта: нижний с глубины 11,5 до 8,0 м, средний — от 7,0 до 6,5 м и верхний — от 5,5 до 0,5 м.

В нижнем горизонте в большом количестве встречаются пресноводно-солоноватоводная *Cymatopleura elliptica* (Bréb.) W. Sm. и пресноводная *Diploneis Meyeri* Scabitsch. Морские и солоноватоводные диатомовые не многочисленны. Среди морских отмечаются: *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Actionoptychus undulatus* (Bail.) Ralfs, *Grammatophora* sp. эвригалитная *Diploneis Smithii* (Bréb.) Cl. Средний горизонт диатомовых не содержит.

В верхнем горизонте количество морских и солоноватоводных видов возрастает. Кроме отмеченных в нижнем горизонте, здесь обнаружены: *Thalassiosira gravida* Cl., *Chaetoceros* sp., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora* sp., *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *D. marginestriata* Hust. По количеству пресноводные и пресноводно-солоноватоводные диатомовые преобладают над морскими.

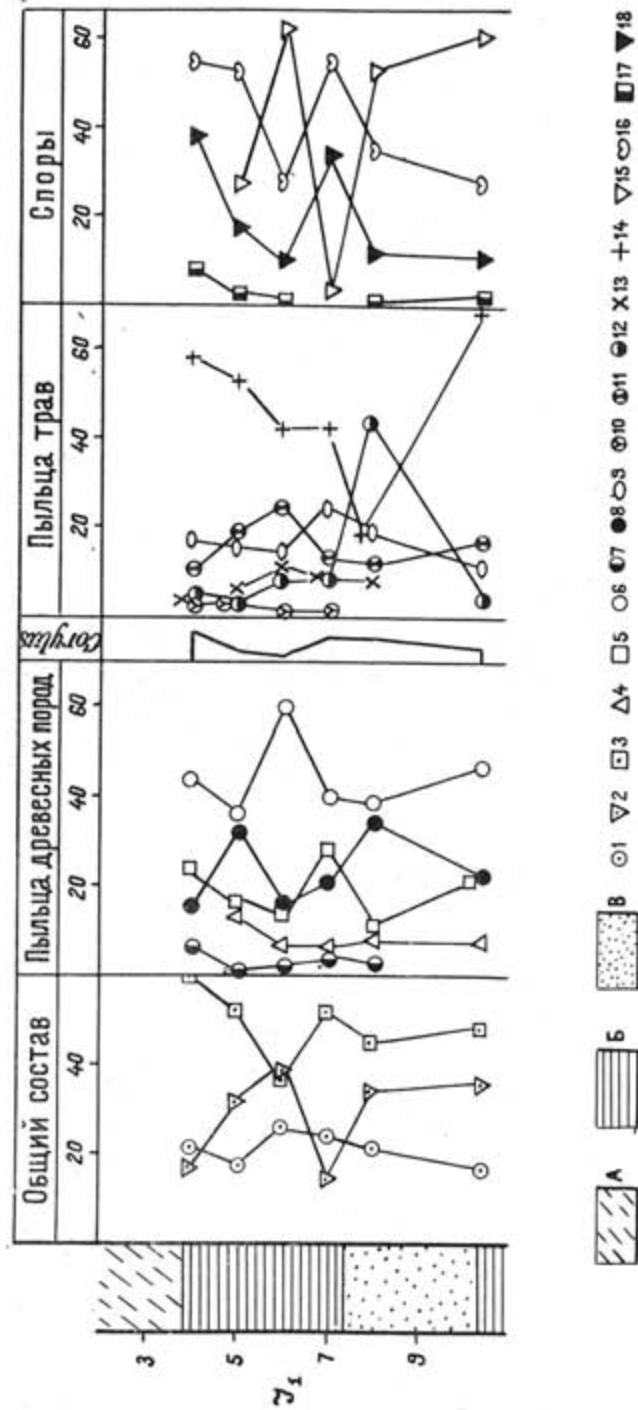


Рис. 4. А — супесь; Б — глина; В — песок

1 — травиновые; 2 — споры; 3 — древесные; 4 — ель; 5 — ольха; 6 — береза; 7 — сосна сибирская; 8 — сосна; 9 — осокни; 10 — бересконец; 11 — разноотравы; 12 — алаки; 13 — марьяны; 14 — полынь; 15 — зеленые мхи; 16 — папоротники; 17 — плауны; 18 — сфагновые мхи

Весь комплекс диатомовых и особенно увеличение числа морских и солоноватоводных форм хорошей сохранности, свидетельствуют о накоплении осадков в опресненном морском бассейне. Присутствие *Cyclotella comta* (Ehr.) Ktz., *Eunotia prearupta* Ehr., *Navicula amphibola* Cl., *Pinnularia lata* (Bréb.) W. Sm. и др., указывает на холодный температурный режим водоема. Состав спор и пыльцы также свидетельствует о том, что осадкообразование происходило в условиях холодного и влажного климата.

Морские и солоноватоводные диатомовые были обнаружены во всех разрезах поверхностных отложений, вскрытых к северу от р. Шуи, между озерами Вагат-озером и Сям-озером. Наиболее интересным в отношении состава диатомовых является разрез песков и супесей, перекрытых торфом, лежащий на абсолютной высоте 98,0 м, близ с. Рубчайлы. В минеральных осадках с глубины от 8,0 до 11,0 м диатомовая флора бедна видами. Самой высокой оценкой «нередко» отмечена только *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. С оценкой «редко», до 20 форм в пробе, встречены морские *Melosira sulcata* (Ehr.) Ktz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., и пресноводная *Opephora Martyi* Herib. Кроме этих форм из представителей солоноватоводно — морской группы с оценкой «единично» отмечаются *Grammatophora arcuata* Ehr., *Cocconeis scutellum* Ehr., *Diplones Smithii* (Bréb.) Cl., *Nitzschia navicularis* (Bréb.) Grun., *N. punctata* (W. Sm.) Grun., *Campylodiscus clypeus* Ehr., *C. echeneis* Ehr. В составе флоры присутствуют холододобивые формы: *Melosira scabrosa* Oestr., *Navicula amphibola* Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Bréb.) W. Sm. и др.

В пробе торфа определено 64 вида и разновидностей пресноводных диатомовых преимущественно холододобивых.

К сожалению, пыльцевой анализ дал мало выразительные результаты, не позволяющие судить о характере климата времени формирования этих осадков в данном разрезе. Этот пробел в значительной мере компенсируется материалами по разрезу, вскрытому бурением в десяти километрах к югу от с. Сям-озеро, приуроченному к той же аккумулятивной равнине, сложенной осадками водного происхождения, как и вышеописанные слои. Как видно на диаграмме (рис. 5), нижняя песчаная часть толщи характеризуется холодным спектром. Некоторое потепление наступает лишь в период образования верхнего глинистого слоя. Содержание диатомовых в осадках этого разреза не велико — от 1 до 6 форм в пробе и только на глубине 2,0 м встречено шестьдесят три вида, 28% из числа которых представлены морскими и солоноватоводными.

В заключение описания фактического материала следует сказать, что наряду с детальным изучением поверхностных отложений исследовались и более глубокие слои четвертичных отложений Онежско-Ладужского водораздела.

В районе между озерами Святозером и Ведлозером, включая среднее течение р. Важинки, были пробурены глубокие структурные сква-

жины, вскрывшие четвертичные отложения на глубину до ста метров. В результате установлено сложное, многослойное чередование ледниковых и межледниковых осадков водного происхождения. Е. А. Черемисина, изучавшая диатомовые из образцов керна этих скважин, морские виды обнаружила только в одном пункте, в верхней межледниковой толще у с. Верхне-Важинского, в среднем течении р. Важинки, за пределами границ площади, показанной на рис. 1. В своем

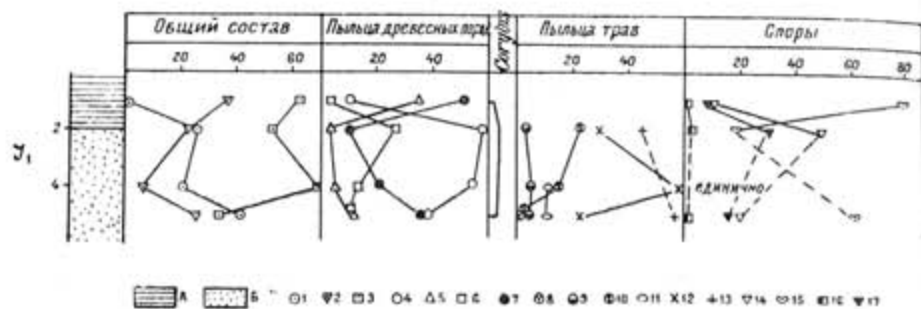


Рис. 5. А — глина; Б — песок
1 — травянистые; 2 — споры; 3 — древесные; 4 — береза; 5 — ель; 6 — ольха; 7 — сосна; 8 — вересковые; 9 — злаки; 10 — разнотравье; 11 — осоки; 12 — маревые; 13 — полынь; 14 — зеленые мхи; 15 — папоротники; 16 — плауны; 17 — сфагновые мхи

заклучении она отмечает, что остатки морской флоры обнаружены лишь на глубине 13,0—13,5 м. В состав комплекса входят: *Thalassiosira gravida* Cl., *Actinoptichus undulatus* (Bail.) Ralfs., *Coscinodiscus curvatulus* v. *minor* Ehr. Grun., *C. sp.*, *Chaetoceros Clevei* Schütt, *Ch. mitra* (Bail.) Cl., споры *Chaetoceros*, *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Rh. arcuatum* v. *robusta* (Grun.) Hust., *Thalassionema nitzshoides* Grun., *Distephanus speculum* (Ehr.) Haeckel, *Dictiocha fibula* Ehr., *Grammatophora sp.* Солоноводные *Campylodiscus echeneis* Ehr. Пресноводные и пресноводно-соловодные: *Melosira arenaria* Mooge, *M. scabrosa* Östr., *Diploneis elliptica* (Ktz.) Cl., *Pinnularia sp. sp.* и неопределимые обломки из кл. *Pennatae*. Все морские, солоноводные и солоновато-водные формы встречаются с оценкой «единично» и только *Thalassiosira gravida* Cl. (споры) с оценкой — «часто». Е. А. Черемисина обращает внимание на то, что в осадках, залегающих выше и ниже описанного слоя, морские диатомовые полностью отсутствуют и лишь на глубине 9,0—9,5 м обнаружены единичные пресноводные формы. Морена, покрывающая межледниковые отложения, в этом разрезе диатомовых вообще не содержит. Из приведенных выше материалов, характеризующих надморенные водные осадки, видно, что в нижних частях разрезов морские диатомовые обнаруживаются редко. Отсутствие диатомовых в верхней морене и озерно-ледниковых отложениях, подстилающих толщу, заключающую остатки морской флоры, констатировали Б. Ф. Земляков и И. М. Покровская (1941), а также финские геологи, проводившие здесь исследования в сороко-

вых годах. Приводимые данные полностью исключают возможность занесения морских диатомовых в поверхностные отложения из нижележащих морских межледниковых отложений.

Все эти факты свидетельствуют о морском происхождении поверхностных безвалунных осадков, широко распространенных в наиболее высоких частях Онежско-Ладожского водораздела. Новые разрезы в значительной мере дополняют материал о границах распространения морского пролива, тем более, что они приурочены к району, где в озерах пока не обнаружена реликтовая морская фауна.

В заключение следует сказать, что пыльцевые спектры, характеризующие морские слои, в общем отражают холодные климатические условия времени накопления осадков и соответствуют концу арктического периода позднеледниковья. Однако, сопоставляя диаграммы, не трудно убедиться, что последовательность развития и кульминации отдельных видов растений в разрезах, расположенных в непосредственной близости, не одинакова. Это вполне естественно для минеральных грунтов обширных водоемов или проливов. Пыльца в эти бассейны приносилась из разных областей реками и ветром, а затем уже перемещалась и переотлагалась морскими течениями. При таких условиях количественные соотношения пыльцы различных растений и их изменения несомненно имеют случайный характер. Несмотря на это комплекс пыльцы в целом, даже и при таких условиях, позволяет судить о климате времени накопления осадков.

ЛИТЕРАТУРА

- БИСКЭ, Г. С., ЛАК, Г. Ц.: 1955. Позднеледниковые морские отложения в Карело-Финской ССР. Тр. Кар.-Финск. филиала АН СССР, вып. 3.
БИСКЭ, Г. С.: 1959. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Гос. изд. Карельск. АССР. Петрозаводск.
БОГОРОВ, В. Г.: 1950. Жизнь моря. Изд. Молодая Гвардия.
ВЕРЕЩАГИН, Г. Ю.: 1925. К вопросу об элементах морской фауны и флоры в пресных водах Европ. России. Тр. I Всеросс. Гидролог. съезда, Ленинград.
ВИСЛОУХ, С., КОЛЬБЕ, Р.: 1927. Материалы по диатомовым Онежского и Лососинского озер. Тр. Олонешк. научной экспед., ч. V, вып. 1.
ГОРЕЦКИЙ, Г. И.: 1951. Доказано ли существование онежско-беломорского позднеледникового соединения? Изв. Всес. геогр. общ., т. 83, № 2.
ДЬЯКОНОВА-САВЕЛЬЕВА, Е. Н., ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф.: 1928. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера. Изв. ГГИ, вып. 21.
ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф.: 1936. Четвертичная геология Карелии. Тр. секции естеств.-производ. сил Карельского н.-иссл. ин-та, т. 1, вып. 1.
ЗЕМЛЯКОВ, Б. Ф., ПОКРОВСКАЯ, И. М. и ШЕШУКОВА, В. С.: 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. Сов. секции ИНКВА, вып. V.
ЗЕНКЕВИЧ, Л. А.: 1955. Моря СССР, их фауна и флора. Учпедгиз.
МАРКОВ, К. К.: 1933. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. Геогр. общ., 1933, т. 65, вып. 4.

- НОВИКОВ, П. Н.: 1951. О нахождении сигов балтийскоморского происхождения в западной части бассейна Белого моря. Изв. Карело-финск. филиала АН СССР, № 1.
- ЦИНЗЕРЛИНГ, Ю. Д.: 1934. География растительного покрова северо-запада Европейской части СССР. Тр. геоморф. инст. АН СССР, серия физ.-геогр., вып. 4.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1926. Наносы и рельеф гор. Ленинграда и его окрестностей. Изв. научно-мелиорат. инст., вып. VIII—XIII.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1934. К вопросу об польдиновом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. геогр. общ., т. 66, № 2.
- ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 17.
- BERGHELL, H.: 1896. Bidrag till kännedomen om södra Finlands kvartära nivåförändringar. Fennia, Bd. 13, N 2.
- CHARLESWORTH, J. K.: 1957. The Quaternary Era, with special reference to its glaciation, vol. II, London.
- DE GEER, EBBA H.: 1954. Scandinaviens geokronologi belyst av den svenska tidskalan jämte en karta med varv-daterade tusenårslinjer B. P. för den baltiska deglaciationen i kort sammanfattning. G. F. F., Bd. 76, Hf. 2.
- DE GEER, G.: 1894. Om quartära nivåförändringarna vid Finska viken. G. F. F., Bd. 16.
- GAMS, H.: Die Geschichte der Ostsee. Intern. Rev. Hydrobiol. und Hydrogr., 24.
- HYYPPIÄ, E.: 1936. Über die spätquartäre Entwicklung Nordfinlands mit Ergänzungen zur Kenntnis des spätglazialen Klimas. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N 115.
- HYYPPIÄ, E.: 1943. Itämeren historia uusimpien Itä-Karjalassa suoritettujen tutkimusten valossa. Terra, N 3—4.
- KILPI, S.: 1937. Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, N 117.
- MÖLDER, K.: 1944. Das Karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfunde. Bull. de la Comm. géol. de Finlande, 132.
- MUNTHE, H.: 1928. Drag ur den senglaciala utvecklingen av Billingen-Falbygden. G. F. F., Bd. 50, H. 2, N 373.
- MUNTHE, H.: 1940. Om nordens, främst Baltikums senkvartära utveckling och stenåldersbebyggelse. Kungl. Svenska Vetenskapsakad. handlingar, 3 Serie, Bd. 18, N 1.
- RAMSAY, W.: 1896. Till frågan om det senglaciala havets utbredning i södra Finland. Fennia, Bd. 12, N 5.
- RAMSAY, W.: 1898. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quarzzeit. Fennia, Bd. 16, N 1.
- RAMSAY, W.: 1904—1905. Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. Fennia, Bd. 22, N 1.
- RAMSAY, W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, Bd. 50, N 5.
- SAURAMO, M.: 1929. The Quaternary Geology of Finland. Bull. de la comm. géol. de Finlande, N 86.
- SAURAMO, M.: 1947. Studier över de senglaciala nivåförändringarna i Fennoscandia. G. F. F., Bd. 69, Hf. 1, N 448.
- SAURAMO, M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Suomalaisen Tiedeakatemia toimittuksia, serja A, III, N 51.

[Поступило: 17.6.1964 г.]

NEW EVIDENCES OF THE WHITE-BALTIC SEAS LATE-GLACIAL CONNECTION IN THE AREA OF THE ONEGA-LADOGA ISTHMUS

by

N. I. APUCHTIN, I. M. EKMAN, S. V. YAKOVLEVA

SUMMARY

The question of the White-Baltic Seas Late-glacial connection by a strait has a history of more than a hundred years. Primary this idea has had many adherents, but later on, in the twentieth and thirtieth of this century, it was rejected by most of explorers (W. Ramsay, M. Sauramo etc.). Only few of geologists held this concept as valid (S. Jakovlev and others). Since 1941 (Zemljakov, Pokrovskaja) and 1943—44 (Hyyppiä, Mölder) it received ample confirmation, later on was accepted by Sauramo (1947, 1958) and now it is winning its place in the world-wide literature (Charlesworth, Auer, Nilsson and others). During the last two years a study was carried out concerning the traces of the former presence of the Late-glacial sea on the highest points of the Onega-Ladoga watershed (86—138 m) where marine late-glacial deposits have been found previously by B. Zemliakov, I. Pokrovskaya (1941) and K. Mölder (1944).

These investigations have led to the discovery of some new finds of sands, silts and clays which contain a rather rich complex of diatoms (fig. 1). It comprises fresh-, brackish- and salt-water forms. The number of the latter reaches 77% (Rigosälkä) and counts in about 17—23 species.

These marine deposits rest under a body of peat on varved clays of an ice-lake, that covered large areas of the Isthmus immediately after deglaciation, or on a bed of till, both fully deprived of frustules of diatoms. It is evident therefore, that a sudden influx of salt water occurred which transformed the freshwater ice-lake into a shallow inland sea of rather low salinity.

Pollen analysis of these deposits show that they were laid down during a cold and moist climate in the surrounding of a tundralike slightly forested country. *Betula alba* and *B. nana*, *Artemisia* and *Bryales* were the principal pollen producer at that time (figs. 2—5).

NEUE BEWEISE EINER SPÄTGLAZIALEN MEERESSTRASSE
ZWISCHEN DEM WEISSEN MEER UND DER OSTSEE AUF
DER ONEGA-LADOGISCHEN LANDEGE

von

N. J. APUCHTIN, I. M. EKMAN, S. V. YAKOVLEVA

ZUSAMMENFASSUNG

An den höchsten Punkten der Onega-Ladogischen Landenge, welche 86—138 m abs. Höhe erreichen, sind neue Funde spätglazialer Sedimente mit einem Komplex von mariner Diatomeenflora entdeckt. Sie bestätigen die Existenz von einer Meeresstrasse zwischen dem Weissen Meer und der Ostsee. Die marine Sedimente sind von Bänderton und einer Moräne unterlagert, die keine Diatomeen enthalten. Die pollenanalytische Untersuchung dieser Sedimente beweist, dass sie während eines ziemlich kalten und feuchten Klimas des Spätglazials abgelagert wurden.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
ГОЛОЦЕНА КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

Е. С. МАЛЯСОВА, Е. А. СПИРИДОНОВА, Ленинград

В 1963 году с целью уточнения стратиграфии голоценовых отложений Карельского перешейка, авторами была заложена серия скважин на озере Лопата, расположенном в 7 км к юго-востоку от пос. Мельниково Приозерского района. По происхождению котловины озеро относится к ложбинному типу. В целом же это область развития террасированных равнин поздне- и послеледникового времени в зоне Вуоксинского прогиба (В. П. Романова, устное сообщение).

Бурение донных осадков производилось по двум перпендикулярным профилям при помощи бура Гиллера. Образцы на спорово-пыльцевой и диатомовый анализы отбирались сплошной колонкой каждые 10 см.

Наиболее глубокая скважина, заложённая в юго-западной части озера, вскрыла следующий разрез:

- 0,0—2,9 м ил оливкового цвета, плотный с раковистым изломом;
- 2,9—3,0 м переходный слой от ила к нижележащему. Цвет — серовато-коричневый;
- 3,0—3,4 м глина серовато-коричневого цвета, очень однородная, вязкая, пластичная;
- 3,4—3,6 м песок глинистый, серовато-коричневого цвета, тонкий без включений;
- 3,6—3,8 м глина с прослоями песка, серовато-коричневого цвета, толщина песчаных прослоев до 1 см;
- 3,8—5,8 м глина серого цвета, однородная, вязкая, пластичная;
- 5,8—6,3 м глина голубовато-серого цвета, плотная, однородная, тонкослоистая. Толщина прослоев не превышает 1 мм. Через этот слой челнок бура проходит с большим трудом;
- 6,3—8,0 м глина голубовато-серого цвета, опесчаненная, тонкослоистая, толщина слоев не превышает 1—1,5 мм, встречаются растительные остатки.

По техническим причинам вскрыть подстилающие осадки не удалось.

В глинистых осадках Р. Н. Джиноридзе в большом количестве определены диатомовые водоросли глубоких озер, среди которых доминируют *Melosira scabrosa* Qstr., *Melosira arenaria* Moore., *Cyclotella comta* (Ehr.) Ktz., *Eunotia Clevei* Grun., *Epithemia hyndmannii* W. Sm. и другие*.

Во всех изученных образцах определено большое количество пыльцы и спор прекрасной сохранности. Исключение составляют образцы, отобранные в интервалах 5,0—5,6 м и 6,7—7,1 м, в которых содержится меньше не только пыльцы, но и других органических остатков. Кроме того, в спектрах их наряду с объемной, слабо фоссилизированной пылью встречается недоразвитая и уплощенная.

На диаграмме, построенной по результатам анализа, отчетливо выделяются десять комплексов, каждый из которых отражает этап (фазу) развития растительности (снизу вверх).

I комплекс установлен на глубине 7,1—8,0 м.

В общем составе его преобладает пыльца древесных пород (42—77%), что свидетельствует о значительном облесении территории. Древесные представлены в основном пылью сосны (37—57%), в меньшем количестве присутствует пыльца древовидной березы (20—26%) и ольхи (15—22%). Участие пыльцы ели колеблется от 5 до 20% в нижней части разреза. Во всех образцах определена пыльца дуба, вяза, липы (в сумме до 4%) и лещины (до 6%). Травянистые растения представлены пылью следующих растений:

<i>Ephedra</i> sp.	<i>Numphar</i> sp.
<i>Gramineae</i>	<i>Myriophyllum</i> sp.
<i>Cyperaceae</i>	<i>Helianthemum</i> sp.
<i>Polygonum amphibium</i>	<i>Umbelliferae</i>
<i>Polygonum bistorta</i>	<i>Polemonium</i> sp.
<i>Rumex</i> Spp.	<i>Ericaceae</i> (т. <i>Caluna</i>)
<i>Chenopodiaceae</i>	<i>Compositae</i>
<i>Caryophyllaceae</i>	<i>Artemisia</i>
<i>Plantago</i> sp.	<i>Centaurea scabiosa</i> L.

Наиболее часто встречается пыльца *Artemisia*, *Gramineae*, *Chenopodiaceae* и *Cyperaceae*.

Среди споровых господствуют зеленые мхи (40—75%), во всех образцах присутствуют споры таежных и тундровых видов плаунов, единично и только в отдельных образцах определены споры *Selaginella selaginoides* L. и *Botrychium boreale* Miide.

Анализируя состав флоры первого комплекса, необходимо прежде всего отметить ее своеобразие и смешанный характер — преобладает пыльца сосны и древовидной березы, постоянно присутствует пыльца

* Материалы этого исследования Р. Н. Джиноридзе будут опубликованы позднее.

широколиственных пород, мезофильного разнотравья и споры таежных плаунов, но здесь же отмечена пыльца карликовой березы, эфедры, полыни и споры тундровых видов плаунов. Все это свидетельствует о сложном составе растительности, о влиянии на распределение растительных сообществ рельефа, почв и других условий местообитаний. Наиболее распространенными, по-видимому, были сосновые и березово-сосновые леса с незначительной примесью широколиственных пород и лещины. Постоянное присутствие таежных видов плаунов и папоротников свидетельствует о хорошо развитых лесных сообществах.

Некоторые площади были заняты луговыми ценозами. Большое распространение имели все же молодые субстраты с еще не развитыми почвами, на что указывает господство среди трав пыльцы полыни, присутствие пыльцы *Ephedra*, *Polygonum bistorta* L., *Centaurea scabiosa* L., *Helianthemum* sp., и др.

Климат, судя по флористическому составу, был прохладный, континентальный, но не субарктический (ареал *Tilia cordata* Mill. ограничивается изотермой июля +15°, Iversen, 1954).

II комплекс прослеживается на глубине 6,7—7,1 м.

Данный комплекс резко отличается от вышеописанного по обилию, сохранности пыльцы и составу спектров, из которых выпадает ряд термофильных элементов, уменьшается роль мезофильного разнотравья, папоротников и сфагновых мхов. Среди древесных господствует пыльца березы — кустарниковая и кустарничковая формы. Роль пыльцы сосны и ели заметно сокращается (до 35% и 2%). В составе пыльцы трав еще большее значение приобретает полынь, а среди споровых — зеленые мхи.

Все эти данные свидетельствуют о значительной перестройке в составе растительности — замене лесных группировок лесотундровыми. Климат этого отрезка времени можно определить как субарктический.

Встреченные здесь единичные пыльцевые зерна дуба, вяза, липы и лещины по степени сохранности резко отличаются от других зерен — они тонкие, недоразвитые и уплощенные, поэтому вряд ли можно говорить об участии этих пород в составе растительности.

III комплекс установлен на глубине 5,6—6,7 м.

По своим особенностям он хорошо сопоставляется с первым спорово-пыльцевым комплексом, хотя полностью его и не повторяет. В составе древесных попеременно преобладает пыльца сосны и березы (*Betula* sect. *Albae*, количество пыльцы *Betula nana* L. не превышает 1—2%). Несколько возрастает роль пыльцы ели (до 10%). Среди трав постоянно господствует пыльца полыни, но присутствует пыльца разнотравья (*Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Caryophyllaceae* и др.) и водных — *Myriophyllum* sp., *Nymphaeaceae*.

Судя по флористическому составу, климат и растительность этого интервала времени мало чем отличались от таковых времени формирования первого комплекса, хотя тундровые элементы здесь, по-видимому, играли меньшую роль.

IV комплекс выделен на глубине 4,5—5,6 м.

В общем составе преобладает древесная пыльца (42—62%), но значительный процент составляет пыльца трав (до 25%), среди которой господствует полынь. В составе древесных и кустарников резко увеличивается количество пыльцы березы, из числа которой только 40% от суммы приходится на долю пыльцы *Betula sect. Albae*. Почти полностью исчезает пыльца ели и широколиственных пород, встреченные здесь единичные пыльцевые зерна дуба, вяза и лещины уплощены и недоразвиты. Видовой и родовой состав пыльцы трав беден, по-прежнему господствует пыльца полыни. Среди споровых доминируют зеленые мхи. Отмечены единичные пыльцевые зерна эфедры, споры *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale* и *Lycopodium pungens*.

Таким образом, судя по результатам анализа, в этот промежуток времени господствовали кустарничковые травянистые ассоциации открытых местообитаний и только в отдельных, наиболее благоприятных условиях могли существовать березовые, реже с примесью сосны, леса. Климат был субарктическим, аналогичным таковому времени формирования осадков в интервале 6,7—7,1 м.

V комплекс прослеживается на глубине 3,1—4,5 м.

В общем составе его, по сравнению с предыдущим комплексом, резко увеличивается значение пыльцы древесных пород (до 70%), хотя в средней части слоя количество пыльцы трав остается еще достаточно большим (до 22%). В составе древесных доминирует пыльца сосны (до 50%), несколько меньше определено пыльцы березы (чаще она составляет около 30%). К концу времени формирования этого слоя осадков совершенно исчезает пыльца *Betula nana*. Содержание пыльцы ели достигает 10%. Пыльца широколиственных пород (дуб, вяз и липа) и лещины образует на диаграмме непрерывные кривые. Появляется пыльца водных растений *Typha latifolia* L., *Potamogeton* sp., требующих для своего развития температуры июля месяца не ниже 15°.

Наиболее распространенными в этот отрезок времени были березовые и березово-сосновые леса с участием в них, в зависимости от условий местообитаний, ели, ольхи и широколиственных пород. Однако, безлесные пространства, занятые ценозами гелиофитов на слабо развитых, невыщелоченных почвах, все еще играли довольно значительную роль в ландшафте.

VI комплекс выделен на глубине 2,2—3,1 м.

В общем составе этого комплекса, как и в вышележащих, абсолютно господствует пыльца древесных пород (до 90—98%), представленная в основном пыльцой сосны (50—75%). Пыльца других древесных пород составляет в сумме не более 20%. Количество пыльцы широколиственных пород (дуб, вяз, липа) и лещины снизу вверх постепенно увеличивается (до 5%). Береза представлена только древовидной формой.

Из состава трав совсем выпадает пыльца гелиофитов, возрастает влияние береговой и прибрежноводной растительности *Alisma* sp., *Typha*

latifolia, *Sparganium* sp., *Carex* sp., *Nymphaea* sp. и др. Споры папоротников занимают господствующее положение, плауны представлены только таежными видами.

Описанный комплекс характеризует новый этап в развитии растительности — господство сомкнутых лесных ассоциаций, которые полностью вытеснили ценозы гелиофитов. Доминантом становится сосна, для быстрого расселения которой супесчаные почвы в зоне холмистого рельефа оказались наиболее благоприятными. Климат был сухим и умеренно-теплым.

VII комплекс установлен на глубине 1,5—2,2 м.

На фоне господствующей в комплексе пыльцы сосны возрастает значение пыльцы ольхи, которая образует здесь верхний максимум (до 20%). В этом же интервале отмечается и максимум пыльцы широколиственных пород (дуб, вяз, липа) — 10—11% (наиболее часто встречается пыльца вяза — 8%). Состав трав аналогичен спектру шестого комплекса, среди споровых несколько возрастает участие сфагнума (до 30%). Данный комплекс отражает растительность времени климатического оптимума голоцена — сосновые леса с примесью в зависимости от условий местообитаний березы, ольхи, вяза, дуба, липы, а в подлеске — лещины.

VIII и IX комплексы характеризуют слой осадков с глубины 0,4 до 1,5 м.

В них резко возрастает роль пыльцы ели (до 55%), хотя количество пыльцы сосны остается достаточно большим (45—74%). Пыльца других древесных пород, в том числе и широколиственных, составляет не более 5%. Пыльца трав и споры встречены единично. Во время формирования этого слоя осадков основной лесообразующей породой становится ель. Климат был умеренно-теплым и влажным.

X комплекс выделен на глубине 0,0—0,4 м.

В составе древесных пород участие пыльцы ели еще значительно (37—47%), хотя и преобладает пыльца сосны. Пыльца других пород, а также трав и споры присутствуют единично. Исключением является спектр верхнего образца (глубина взятия 0,1 м), в котором несколько возрастает роль споровых, особенно *Polypodiaceae* и *Equisetum* sp. По-видимому, эта проба отражает локальные условия, поскольку скважина пробурена в мелководной, прибрежной части озера (в зарослях хвоща).

Таким образом, на диаграмме отразилась сложная картина формирования растительного покрова северной части Карельского перешейка в голоцене, выразившаяся в последовательной смене безлесных и лесных фаз, обусловленных изменением климатических условий.

Большинством исследователей, работающих на территории Северо-запада, нижняя граница голоцена проводится между X и IX зонами Поста. При таком положении ее аллередские слои тракуются как межстадиальные конца валдайского оледенения и являются эталоном для выделения здесь межледниковых и межстадиальных отложений. Последледниковое время делится Л. Постом на 9 зон, из которых на

Карельском перешейке оказалось возможным выделить самостоятельно 1) IX; 2) VIII+VII; 3) VI+V+IV; 4) III; 5) II+I (Малясова, 1960). Анализ большого количества диаграмм, построенных по материалам исследований торфяной залежи показал, что среди древесных основной фон составляет пыльца сосны. При смене климатических условий региональные изменения в составе растительности находят свое отражение в ходе кривых ольхи, дуба, вяза, липы, лещины и ели, по которым и производится выделение на диаграммах и датировка зон (фаз) (Малясова, 1960). С учетом этих данных возраст комплексов, характеризующих органогенные осадки и подстилающую их верхнюю часть озерных глин, определяется нами как:

- V — пребореальное время;
- VI — бореальное время;
- VII — атлантическое время;
- VIII — суббореальное время;
- IX — субатлантическое время;
- X — современные.

Наибольший интерес представляют полученные материалы по палинологической характеристике нижнего слоя осадков (I—IV комплексы, глубина 4,6—8,0 м). Спорово-пыльцевые спектры отразили следующие фазы развития растительности времени его формирования (от древних к молодым):

- 1) сосновые и березово-сосновые леса, чередующиеся с ценозами гелиофитов;
- 2) лесотундра;
- 3) сосново-березовые и березово-сосновые леса, чередующиеся с ценозами гелиофитов;
- 4) лесотундра.

Согласно существующим представлениям о палеогеографии и стратиграфии позднеледникового (Hammen, 1952, Iversen, 1954, Гуделис, 1957, Mölder и др., 1957), перечисленные фазы датируются: 1) аллерёд I или бёллинг, 2) средний дриас, 3) аллерёд II, 4) верхний дриас.

Приведенные выше материалы позволяют думать, что только отсутствие полных разрезов лишило исследователей возможности восстановить палеогеографические условия наиболее ранних отрезков времени позднеледникового. Правильность приведенной нами датировки отложений подтверждается следующими фактами: 1) закономерное изменение литологии слоев и ненарушенное залегание их; 2) отсутствие переотложенных пыльцы и спор; 3) пыльцевая характеристика теплых интервалов (аллерёд I и II) неодинакова (описание на стр. 2—4), поэтому мы не можем рассматривать их как единый слой, а осадки среднего дриаса случайными.

Формирование вскрытых скважиной отложений происходило без прерыва со времени аллерёда I (бёллинг) и продолжается до настоящего времени. Следовательно, северная часть Карельского перешейка значительно раньше освободилась от ледникового покрова, чем это при-

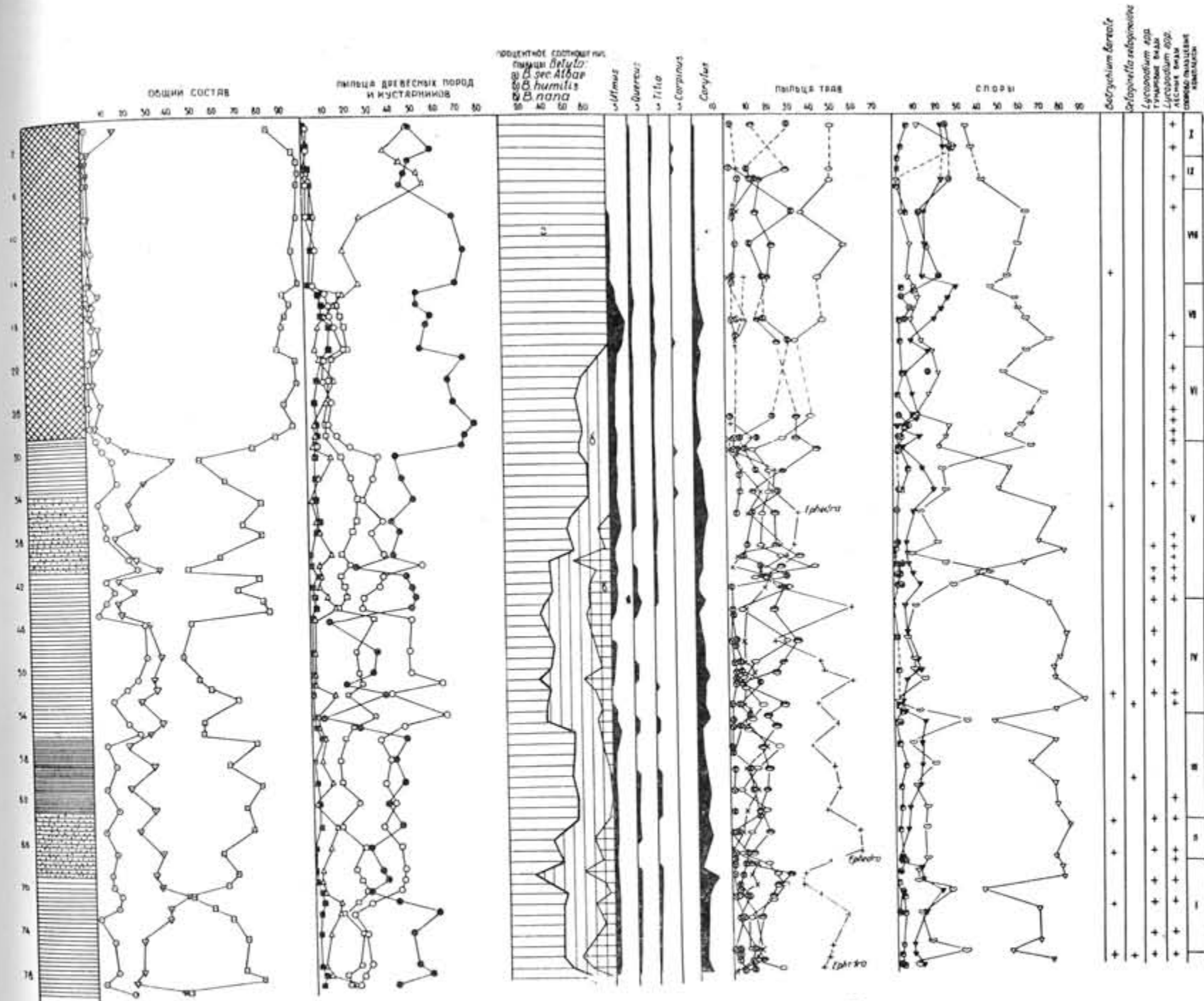


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза скважины на озере Лопата

К
Г
А
и
Ф
и
в
п
с
ц
г

Л
С
П
Е

Г

И

Т
Г
С

С
Е
Г

Г
И
Ж

И
И

И
И

нято было считать до сих пор. В этом отношении наши данные хорошо согласуются с выводами финских исследователей (Mölder, Valovirta, Virkkala, 1957), которые обнаружили бёллингские и аллерёдские слои к югу и северу от гряды Сальпауселька, т. е. на территории, которая значительно позднее освободилась от ледникового покрова.

Дальнейшее изучение донных осадков озер различного типа на Карельском перешейке позволит проверить правильность представлений, изложенных в данной статье, и послужит основанием для понижения нижней границы голоцена на Карельском перешейке под бёллингские слои.

ЛИТЕРАТУРА

- ГУДЕЛИС, В. К.: 1957. Основные черты стратиграфии и палеогеографии голоцена Литвы. Тр. регионального совещания по изучению четвертичных отложений Прибалтики и Белоруссии, Вильнюс.
- ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Варшава.
- ЛИСИЦИНА, Г. Н.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории Северо-Запада Европейской части. Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири, т. 1, изд. МГУ.
- МАЛЯСОВА, Е. С.: 1960. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка. Сб. по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений, сб. II, изд. ЛГУ.
- HAMMEN, T. van der.: 1951. Late-glacial Flora and Periglacial Phenomena in the Netherlands. Leidse Geolog. Mededelingen 17. Leiden.
- IVERSEN, J.: 1954. The Late-Glacial Flora of Denmark and its Relation to Climate and Soil. Geological Survey of Denmark. II. Series. No. 80. København.
- MOLDER, K., VALOVIRTA, V., VIRKKALA, K.: 1957. Über Spätglazialzeit und frühe Postglazialzeit in Südfinnland. Bull. Comm. Géol. de Finlande, No. 178.

[Поступило: 27.5.1964 г.]

NEW DATA ON STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY OF HOLOCENE OF THE KARELIAN ISTHMUS

by

E. S. MALYASOVA & E. A. SPIRIDONOVA

SUMMARY

In 1963 in order to make more precise the stratigraphy of Holocene deposits of the Karelian isthmus there were located borings in the Lopata Lake which is situated in 7 km eastwards from the settlement Melnikovo (Priosersk region). According to the origin of the basin the lake is referred to hollow type.

The boring of the bottom sediments was made along two perpendicular profiles with the help of Giller's drill. The samples for pollen and diatomic analyses were taken by continuous column every 10 cm. The deepest bore-hole was located in south-western part of lake and it ran through 8 m lacustrine deposits. The underlying sediments were not stripped because of technics lacking. In the diagram which was plotted from the results of the pollen analysis there are distinguished 10 complexes each which reflects a separate stage (phase) of vegetation development.

The obtained materials on the palynological characteristic of the lower part of the section (complexes 1—4, depth 4,6—8,0 m) are of the most interest. According to the existing ideas about the paleogeography and stratigraphy of the Late-glacial period the established phases are dated as Bölling, Older Dryas, Alleröd and Younger Dryas.

Thus our materials allow to suppose that the northern part of the Karelian isthmus was free from ice earlier than it was considered up to the present time. In this respect the obtained data are well conformed with conclusion of Finnish investigators (Mölder, Valovirta, Virkkala, 1957) who found Bölling and Alleröd beds to the south and north from the Salpausselkä ridge. The further investigation of the bottom sediments of the lakes of different types on the Karelian isthmus will allow to examine the ideas given in this article and will serve for a while as a base for the more lower position (i. e. under Bölling strata) of the Lower Holocene limit on the Karelian isthmus.

NEUE STRATIGRAPHISCHE UND PALÄOGEOGRAPHISCHE BEFUNDE FÜR HOLOZÄN DES KARELISCHEN ISTHMUS

von

E. S. MALYASOVA & E. A. SPIRIDONOVA

ZUSAMMENFASSUNG

Im Jahre 1963 wurde eine Reihe von Bohrlöchern am See Lopata, der 7 Kilometer südöstlicher von dem Dorf Melnikovo in Priosersk Bezirk gelegen ist, gebohrt. Dieser See gehört seiner Entstehung nach zu dem Vertiefungs-Typus.

Die Bohrungen wurden nach zwei senkrechten Profilen mit Hilfe von Hiller-Bohranlage durchgeführt. Die Proben für Pollen- und Diatomeenanalysen wurden als kompakte Säulen je 10 cm herausgenommen.

Der tiefste Bohrloch im süd-westlichen Teil des Sees durchsenkte eine 8 m-mächtige Schicht limnischer Ablagerungen. Die unterliegenden Sedimente könnten aus technischen Gründen nicht aufgedeckt werden.

Das nach den Ergebnissen der Pollenanalyse gebaute Diagramm schildert zehn Komplexe, von denen jedes eine bestimmte Stufe (Phase) der Pflanzenentwicklung darstellt.

Von grösster Interesse sind die für die palinologische Charakteristik des unteren Profiltails gewonnenen Ergebnisse (1—4 Komplexe, Tiefe — 4,6—0,8 m). Nach den vorhandenen paläogeographischen und stratigraphischen Vorstellungen von der Späteiszeit unterscheidet man die folgenden Zeiträumen: Bölling Dryas II, Alleröd und Dryas III.

Diese Ergebnisse erlauben uns anzunehmen, dass der nördliche Teil des Karelischen Isthmus sich wesentlich früher von der Eisdecke, als es bisher angenommen worden war, befreite. In dieser Hinsicht entsprechen die von uns gewonnenen Ergebnisse denjenigen der finnischen Forscher (Mölder, Valovirta, Virkkala, 1957), die die Schichten des Bölling und Alleröd Alters südlich und nördlich von der Salpausselkä entdeckten. Weitere Untersuchungen der Bodensedimente von Seen auf dem Karelischen Isthmus werden uns erlauben die Richtigkeit der in diesem Artikel dargelegten Vorstellungen nachzuprüfen. Ausserdem wird dadurch die untere Holozän-Grenze auf dem Karelischen Isthmus unter den Bölling-Schichten herabgesetzt.

ДАННЫЕ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО И ДИАТОМОВОГО
АНАЛИЗОВ ОБ ОТЛОЖЕНИЯХ АЛЛЕРЕДСКОГО ВРЕМЕНИ
ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Р. И. ДЖИНОРИДЗЕ, Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Ленинград

В 1963 году в 1,5 км к югу от ст. Песочная была пробурена скважина 8181, которая вскрыла два литологических горизонта:

9,0—1,2 — супесь пылеватая, однородная, серая с зеленоватым оттенком;

1,2—0,0 — торф.

Абсолютная отметка устья +11,6 м.

Методом спорово-пыльцевого и диатомового анализов было исследовано 3 образца из торфа и 15 образцов из супеси. (Рис. 1).

По данным спорово-пыльцевого анализа отмечается полная насыщенность микрофоссилиями всех без исключения анализировавшихся образцов. Небольшой процент встреченных зерен плохой сохранности.

Господствующими компонентами общего состава являются споры и пыльца древесных пород. Процентное содержание трав составляет в среднем 1,5—15,0%.

Среди древесных пород следует отметить почти абсолютное преобладание пыльцы сосны (около 20—40%) и высокое содержание пыльцы ели (10—25%)*. Кривая пыльцы березы (*Betula* секц. *Albae* и *Betula* плохой сохранности) проходит между значениями 3,5% и 40,0%, ольхи — 1,7 и 40,0%.

Почти во всех спектрах отмечается пыльца кустарниковых берез, не определенная до вида (2—6%) и *Betula nana* L. (3—6%).

Интересной особенностью описываемого комплекса является постоянное присутствие единичной пыльцы широколиственных пород: вяза, дуба, липы и довольно высокое процентное содержание пыльцы орешника: около 5%. На глубине 9 м, 7,5 м, 5,5 м и 4,5 м зафиксированы пыльцевые зерна ивы.

* На глубине 2,8—3,4 м пыльца *Picea* достигает своего максимума — 50,5%, причем только 15% из этого количества плохой сохранности.

Состав травянистых растений однообразен: доминирует пыльца полевой и маревых. Кроме того, отмечена пыльца из семейств злаковых, осоковых, гречишных, лютиковых, вересковых, ладанниковых. Часто присутствует пыльца эфедры. Среди спор доминируют споры папоротников, среднее процентное содержание которых составляет свыше 50%, а на глубине 3,4 м отмечены «в массе». Количество спор сфагновых, зеленых мхов и плауновых невелико.

При исследовании осадков этого разреза методом диатомового анализа определено 124 вида и разновидностей диатомовых: 25 видов из порядка *Centrales*, 2 — из порядка *Mediales* и 98 — из порядка *Pennales*. В большинстве проб встречались кремневые жгутиковые двух видов. Все определенные водоросли приводятся в систематическом списке. По полученным результатам построена диаграмма. (Рис. 1).

Осадки, охарактеризованные по данным пылевого анализа как аллередские, в интервале 9,0—2,3 м содержат однородную диатомовую флору. В верхней части этих осадков (2,3 м — 1,8 м) количество диатомовых сокращается до 3 форм в пробе. Диатомовая флора аллередских отложений, вскрытых данной скважиной, имеет ряд особенностей: 1. Небольшое разнообразие видового состава диатомовых в отдельно взятых пробах (см. диаграмму, систематический список). 2. Низкие оценки обилия форм. 3. Большинство диатомовых хорошей сохранности, хотя одновременно с целыми панцирями встречаются обломки. Оценкой «нередко» в нескольких пробах отмечена пресноводная форма *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Mill. «Редко» (10—15 форм в пробе) встречены морские — *Thalassiosira gravida* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.), Grun. и эвригаллиная форма *Coscinodiscus lacustris* Grun. Диатомовые водоросли, найденные в интервале 9,0—2,3 м, можно отнести к трем экологическим группам: пресноводные, пресноводно-солонатоводные и солонатоводные и морские. Из диаграммы и видового состава водорослей видно, что пресноводных форм несколько больше, чем солонатоводных и морских. Кривая солонатоводных и морских в интервале 9,0—4,0 м достигает 30—50%, пресноводных — 40—52%. Выше по разрезу количество солонатоводных и морских уменьшается, и кривая их падает до 9—24%, а кривая пресноводных поднимается до 70%. В пробах с обедненной флорой на глубине 2,3—1,8 м встречаются только пресноводные диатомовые. Видовой состав диатомовой флоры, соотношение экологических групп диатомовых говорят о смешанном водном режиме водоема, в котором отлагались эти осадки. Встречен целый ряд холодолюбивых форм: пресноводные — *Melosira arenaria* Moore, *Melosira scabrassa* Qeszt., *Meridion circulare* (Grev.) Ag., *Opephora martyi* Herib., *Eunotia praerupta* Ehr., *Diploneis damblittensis* var. *subconstricta*, A. Cl., *Navicula amphybola* Cl., *Pinnularia borealis* Ehr., *Pinnularia lata* (Bréb.) W. Sm. и другие, и морские — *Thalassiosira gravida* Cl., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora arctica* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun. и другие.

Присутствие солонатоводных и морских форм в диатомовой флоре этого разреза является результатом проникновения вод I Иольдиевого моря на данную территорию в аллередское время. Падение кривой солонатоводных и морских видов на глубине 3,4 м указывает на начало регрессии соленых вод. Исчезновение диатомовых этой группы в верхней части аллередских осадков говорит об окончательной регрессии I Иольдиевого моря в этот момент.

Найденная в осадках аллередского времени диатомовая флора была сопоставлена с данными С. А. Яковлева (1934) и Е. А. Черемисниновой (Малясова, 1960) по разрезу Лесновской террасы. Эти осадки С. А. Яковлев считает отложениями I Иольдиевого моря. Общими в списке, приведенном Яковлевым, с диатомовыми из аллередских отложений разреза скважины 8181 оказались *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Ktz., *Grammatophora oceanica* Cl. и др. Е. А. Черемисниновой в этом разрезе были найдены *Thalassionema nitzschioides* Grun. и *Thalassiosira gravida* Cl., которые встречаются в осадках аллередского времени скважины 8181.

Наибольшее сходство диатомовой флоры из разреза скважины 8181 обнаружено при сравнении ее с диатомовой флорой из нижней части аллередских отложений, вскрытых скважиной 4615 в Лахтинском болоте (Джиноридзе Р. Н. и Клейменова Г. И., 1963 в печати). Почти все диатомовые, встреченные в аллередских отложениях скважины 4615 на глубине 25—23 м, найдены в аналогичных отложениях разреза скважины 8181. Оценки обилия видов диатомовых в аллередских осадках скважины 4615 также низки. В скважине 4615 в этих осадках оценкой обилия «нередко» отмечена солонатоводная форма *Campilodiscus echeneis* Ehr., которая в скважине 8181 встречена в виде обломков. Отличительной чертой диатомовой флоры аллередского времени в скважине 8181 является большее разнообразие видового состава и более высокое процентное содержание солонатоводных и морских форм, чем в Лахтинском разрезе. Осадки I Иольдиевого моря заканчиваются резким эрозивным контактом.

В залегающем выше слое торфа отмечается увеличение пыльцы древесных пород (до 70—85%), в составе которой господствует береза; среднее процентное содержание ее составляет 35—55%. Количество пыльцы сосны снижается до 20—30%, ели — до 5—10%.

Среди трав пыльца сем. злаковых, осоковых, гречишных, лютиковых и др. отмечена примерно в равном количестве. В группе споровых определены споры зеленых и сфагновых мхов, папоротников и плауновых.

В торфе определена небогатая по видовому составу диатомовая флора, типичная для болот. Оценками «нередко» отмечены *Eunotia praerupta* Ehr., *Pinnularia nobilis* Ehr., *Pinnularia streptoraphe* var. *minor* Cl.

Палеоботаническая характеристика аллереда Ленинградской области в общих чертах вполне согласуется с полученными ранее данными К. К. Маркова (1931, 1955), В. К. Гуделиса (1957, 1961),

Названия водорослей	литология		торф		супесь															
	глубина в метрах	№ проб	0,3-0,8	0,8-1,2	1,2-1,8	1,8-2,3	2,3-2,8	2,8-3,4	3,4-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5	5,5-6,0	6,0-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,5-8,0	8,0-8,5	8,5-9,0	
																				количественные оценки*
64. <i>A. oestrupii</i> (A. Cl.) Hust.	п																			
65. <i>Rhoicosphaenia curvata</i> (Ktz.) Grun.	п-с				1															
66. <i>Diploneis didyma</i> (Ehr.) Cl.	с-м																			
67. <i>D. domblittensis</i> var. <i>subconstricta</i> A. Cl.	п																			
68. <i>D. elliptica</i> (Ktz.) Cl.	п																			
69. <i>D. hersonensis</i> (Grun.) Cl.	м																			
70. <i>D. interrupta</i> (Ktz.) Cl.	с																			
71. <i>D. ovalis</i> (Hilse) Cl.	п																			
72. <i>D. parva</i> Cl.	п																			
73. <i>D. smithii</i> (Bréb.) Cl.	с																			
74. <i>Stauroneis phoenicentron</i> Ehr.	п-с																			
75. <i>S. smithii</i> Grun.	п-с																			
76. <i>S. sp.</i>																				
77. <i>Navicula amphibola</i> Cl.	п																			
78. <i>N. dicephala</i> (Ehr.) W. Sm.	п																			
79. <i>N. humerosa</i> Bréb.	с																			
80. <i>Navicula mutica</i> Ktz.	п																			
81. <i>N. semen</i> Ehr.	п																			
82. <i>N. sp.</i>																				
83. <i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	п																			
84. <i>P. cardinalis</i> (Ehr.) W. Sm.	п																			
85. <i>P. dactylus</i> Ehr.	п																			
86. <i>P. gentilis</i> (Donk.) Ehr.	п																			

87. <i>P. globa</i> Ehr.	п																			
88. <i>P. hemiptera</i> (Ktz.) Cl.	п																			
89. <i>P. lata</i> (Bréb.) W. Sm.	п																			
90. <i>P. mesolepta</i> (Ehr.) W. Sm.	п																			
91. <i>P. "</i> var. <i>angusta</i> Cl.	п																			
92. <i>P. major</i> (Ktz.) Cl.	п																			
93. <i>P. "</i> var. <i>linearis</i> Cl.	п																			
94. <i>P. nobilis</i> Ehr.	п																			
95. <i>P. streptoraphie</i> Cl.	п																			
96. <i>P. "</i> var. <i>minor</i> Cl.	п																			
97. <i>P. viridis</i> (Nitzsch) Ehr.	п																			
98. <i>P. "</i> var. <i>fallax</i> Cl.	п																			
99. <i>P. "</i> var. <i>sudetica</i> (Hilse) Hust.	п																			
100. <i>Girosigma attenuatum</i> (Ktz.) Rabenh.	п-с																			
101. <i>Amphora ovalis</i> Ktz.	п																			
102. <i>Cymbella aequalis</i> W. Sm.	п																			
103. <i>C. aspera</i> (Ehr.) Cl.	п																			
104. <i>C. heteropleura</i> var. <i>minor</i> Cl.	п																			
105. <i>C. prostrata</i> (Berk.) Cl.	п																			
106. <i>C. sinuata</i> Greg.	п																			
107. <i>C. ventricosa</i> Ktz.	п																			
108. <i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.	п																			
109. <i>G. acuminatum</i> var. <i>trigonocephala</i> (Ehr.) Grun.	п																			
110. <i>G. angustatum</i> (Ktz.) Rabenh.	п-с																			
111. <i>Gomphonema angustatum</i> var. <i>productum</i> Grun.	п-с																			

* Оценки обилия даны по Вислоуху. + Формы, перетолкшие из более древних осадков.

Названия молорослей	литология		торф		суглесь														
	глубина в метрах	№ проб	0,3-0,8	1,2-1,8	1,8-2,3	2,3-2,8	2,8-3,4	3,4-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5	5,5-6,0	6,0-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,5-8,0	8,0-8,5	8,5-9,0	
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
112. <i>G. angustatum</i> var. <i>undulatum</i> Grun.	п																		
113. <i>G. constrictum</i> var. <i>capitatum</i> Ehr.	п-с																		
114. <i>G. intricatum</i> var. <i>dichotomatum</i> (Ktz.) Grun.	п																		
115. <i>G. parvulum</i> (Ktz.) Grun.	п-с																		
116. <i>Epithemia turgida</i> (Ehr.) Ktz.	п-с																		
117. <i>E. zebra</i> (Ehr.) Ktz.	п																		
118. <i>E. "</i> var. <i>porcellus</i> (Ktz.) Grun.	п																		
119. <i>E. zebra</i> var. <i>saxonica</i> (Ktz.) Rabenh.	п																		
120. <i>Nitzschia palea</i> var. <i>capitata</i> Wisl. et Poretzky	п																		
121. <i>N. punctata</i> (W. Sm.) Grun.	с-п																		
122. <i>Cymatopleura elliptica</i> (Bréb.) W. Sm.	с																		
123. <i>Campilodiscus clypeus</i> Ehr.	п-с																		
124. <i>C. echenis</i> Ehr.	с																		
СИЛИКОФЛАГЕЛЛАТЫ																			
<i>Dictyocha fibula</i> Ehr.	м																		
<i>Distephanus speculum</i> (Ehr.) Ha-eckel	м																		

* Оценка обилия даны по Давыдову. * Формы, встречающиеся в 1-й фазе: древняя фаза

ЛИТЕРАТУРА

ГРИЧУК, М. П. и ГРИЧУК, В. П.: 1960. О приледниковой растительности на территории СССР. Изд. Московского университета.

ГУДЕЛИС, В. К.: 1955. Основные этапы геологического развития литовского побережья Балтийского моря в поздне- и послеледниковое время (в голоцене). Vilniaus Valst. V. Karstu vardo universiteto mokslo darbai, t. III.

ГУДЕЛИС, В. К.: 1961. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы. Варшава.

Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Изд. ЛГУ (в печати).

ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н., КЛЕИМЕНОВА, Г. И.: 1963. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Изд. ЛГУ (в печати).

КАБАЙЛЕНЕ, М.: 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии юго-восточного побережья Балтики и их сопоставление с соседними районами. Автореферат. диссерт. Вильнюс, 1960.

ЛИСИЦЫНА, Г. Н.: 1958. К вопросу об аллереде Прибалтики и о возрасте стоянки Кунда. АН СССР «Советская археология». № 3.

ЛИСИЦЫНА, Г. Н.: 1959. Вопросы палеогеографии позднеледникового времени на территории северо-запада Европейской части СССР. Ледниковый период на территории Евр. части СССР и Сибири. Изд. МГУ.

МАЛЯСОВА, Е. С.: 1960. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского полуострова, Карелии и Карельского перешейка. Сборник палеогеографии и стратиграфии четвертичных отложений. Изд. ЛГУ.

МАРКОВ, К. К.: 1931. Развитие рельефа сев.-зап. части Ленинградской области. Труды Главн. геол.-разв. упр. ВСНХ, СССР, № 117.

МАРКОВ, К. К.: 1955. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Сборник очерков по географии четвертичного периода. Москва.

ПРЕДТЕЧЕНСКИЙ, П. П.: 1957. Очерк позднеледниковой и послеледниковой истории климата СССР. Тр. лаб. озероведения АН СССР, т. V, 1957.

ЯКОВЛЕВ, С. А.: 1934. К вопросу об Иольдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в поздне-ледниковое время. Изв. Гос. Геогр. Об-ва, т. 66, в. 2.

DONNER, J.: 1951. Pollen-Analytical Studies of Late-Glacial Deposits in Finland. Bull. de la Comm. Géol. de Finlande, No. 154. XXIV.

[Поступило: 3.6.1964 г.]

DATA OF THE POLLEN AND DIATOMIC ANALYSES OF THE ALLERÖD DEPOSITS IN THE LENINGRAD REGION

by
R. N. JINORIDZE & G. I. KLEIMENOVA

SUMMARY

The data of pollen and diatomic analyses from Alleröd sediments exposed by boring near Pesochnaja (Leningrad region) are discussed in this paper.

According to the pollen analysis data from Alleröd sediments, represented by sandy loam, spectra of forest type are recognized.

The absolute predominance of pine pollen (20—40 per cent) and high percent of fir-tree pollen (10—25) are marked for forest elements. It is interesting to note the permanent presence of single examples of platyphylous pollen (elm, oak, linden) and nut-tree for which we have a continuous curve on a diagram. As to the grass pollen worm-wood and goosefoot are dominating. In the groupe (complex) of spores the fern spores are predominating.

Mixed diatomic flora is found in these sediments. 124 species and varieties of *Diatomeae* and two species of *Silicoflagellatae* are recognized. Most of diatoms are met as single examples. "Not often" is met a fresh water form *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., but marine forms of *Thalassiosira gravida* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grün. and others are met "seldom". The amount of brackish and marine diatoms in separate samples reaches 30—50 per cent, and fresh water diatoms about 40—52 per cent. In the upper Alleröd sediments the per cent of brackish and marine diatoms diminishes.

Alleröd sediments are overlain by a pit with predominance of birch pollen, containing diatomic flora typical for bogs.

Obtained data show that dominating formations in Alleröd were birch-pine forests with some fir trees. In separate areas with favorable soil and climate conditions platyphylous were growing.

The areas spaced discontinuous herbage reached wide distribution. In Alleröd the climate became warmer and under such conditions forest vegetation might develop with elements of thermophile flora and with some relicts of periglacial flora. Presence of a considerable amount of brackish and marine diatoms in the sediments is due to distribution of the Yoldia Sea to this area in Alleröd. The upper part of the Alleröd sediments has been deposited under conditions of Yoldia Sea regression.

ERGEBNISSE DER POLLEN- UND DIATOMEENANALYSE DER ALLERÖDZEITLICHEN ABLAGERUNGEN DES LENINGRADER GEBIETES

von

R. N. JINORIDZE & G. J. KLEIMENOVA

ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Artikel sind Ergebnisse der Pollen- und Diatomeenanalysen der Allerödablagerungen, die bei Station Pessotschnaja (Leningrader Gebiet) durch Bohrung entdeckt wurden, besprochen.

Nach Angaben der Pollenanalyse kann man in den Ablagerungen der Allerödzeit, die durch sandigen Lehm representiert sind, Spektra des Waldtypus unterscheiden.

Unter Holzarten überwiegen beinahe absolut die *Pinus* Pollen (20—40%). *Picea* Gehalt ist gross (10—20%). Es ist interessant zu notieren die ständige Anwesenheit der einzelnen Pollen der breitblättrigen Laubarten (Ilm, Eichen, Linde) und Pollen der Haselstrauch, die im Diagramm eine kontinuierliche Kurve bilden. Im Pollenbestand der Gräser überwiegen Wermut und Gänsefuss. In der Sporengruppe dominieren die Farnsporen.

In diesen Ablagerungen ist die gemischte Diatomeenflora gefunden. Es wurden 124 Arten und Abarten der Diatomeen und 2 Arten der *Silicoflagellaten* bestimmt.

Die Mehrzeit der Diatomeen ist „einzeln“ angetroffen. „Nicht selten“ notiert man Süswasserform *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., „selten“ *Thalassiosira gravida* Cl., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grün., und andere.

Anzahl der brackischen und marinen Diatomeen in den einzelnen Proben erreicht 30—50%, der Süswasserdiatomeen — 40—50%. Im oberen Teil der Allerödablagerungen nimmt der Prozentgehalt der Brackwasser- und Meeresdiatomeen ab.

Die Ablagerungen der Allerödzeit schliessen sich mit dem scharfen Erosionskontakt ab, worauf Torf mit Überwiegung der Birkenpollen lagert. Dieser Torfbank enthält eine Diatomeenflora, die typisch für Mooren ist.

Die angeführte Angaben zeigen, dass die herrschende Formationen im Alleröd die Birken-Kiefer Wälder mit Tannenzusatz waren. In den einzelnen Bereichen mit günstigen Boden- und Klimaverhältnissen wuchsen auch die breitblättrigen Baumarten.

Die bedeutende Verbreitung erreichten Bereiche mit der verdünnten ungeschlossenen Grasdecke. Im Alleröd konnte die Waldvegetation mit Elementen von Thermophyllflora und gleichzeitig mit Bewahrung der Relikten der Periglazialflora sich entwickeln. Die Anwesenheit von bedeutenden Anzahl der Brackwasser- und Meeresdiatomen in diesen Ablagerungen ist das Ergebnis der Eindringung der Gewässer des I. Yoldiameeres während der Allerödzeit. Die oberen Schichten der Allerödablagerungen lagerten während der Regression des I. Yoldiameeres ab.

DER GROSSE BELT IN SEINER BEDEUTUNG FÜR DIE REZENTEN SEDIMENTE DER OSTSEE

von

EUGEN SEIBOLD, Kiel

EINLEITUNG

Bekanntlich stellt die Ostsee — wie das Schwarze Meer — das Modell eines Nebenmeers im humiden Bereich dar. Der um die Verdunstung verringerte Betrag an Süßwasser, das durch Flüsse und Niederschläge zugeführt wird, gelangt durch den Sund, den Grossen und Kleinen Belt ins Kattegat und schliesslich in die Nordsee. Es vermischt sich auf diesem Weg mit dem Wasser des offenen Meeres, das sich dank seiner höheren Dichte in umgekehrter Richtung in die Ostsee hineinschiebt. Der wichtigste Zugang ist dabei der Grosse Belt mit einer Schwellentiefe um 20 m, während der Kleine Belt nur um 10 m, der Sund um 7—8 m erreichen.

Der Salzgehalt des ausfliessenden Oberwassers liegt im Grossen Belt bei etwa 15 ‰, der des eindringenden Tiefenwassers bei 30 ‰. Die beiden Wasserkörper werden durch eine Dichtesprungschicht in einer Wassertiefe von rund 20 m getrennt. Diese Normalverhältnisse herrschen freilich nicht immer und überall. Der Einstrom des Tiefenwassers kann zum Beispiel durch anhaltende Oststürme unterdrückt werden. Häufiger dagegen sind Salzwassereinbrüche in allen Tiefen bei kräftigen Westwind-Wetterlagen, die eine bestimmte Ausgangssituation, wie etwa günstige Wasserstände vorfinden. Sie können sich über die Beltsee hinaus bis in die eigentliche Ostsee auswirken. Die Tiefenströmung folgt dann dem in Abb. 17 eingetragenen, von der Morphologie vorgegebenen Weg durch das Arkonabecken, Bornholmbecken, Gotlandbecken in das Farötief und das Landsortief, von Abzweigungen in anschliessende Becken abgesehen.

Nimmt man mit Wyrki (1954) aus dem Fehmarnbelt die Zahl der beobachteten Fälle, so zeigt sich die Abwandlung des normalen Geschehens durch den Wind besonders drastisch. Das Tiefenwasser strömt im Winter nur in rund $\frac{2}{3}$ der Fälle ein, in $\frac{1}{3}$ aus (Sommer $\frac{4}{5}$ gegen $\frac{1}{5}$). Das Oberwasser zeigt über das Jahr hinweg etwa dieselbe Zahl von

Ein- und Ausstromlagen. Berücksichtigt man aber die Zeitdauer dieser Lagen, so tritt der Regelfall wieder stärker hervor. Der Jahresgang der Temperatur wirkt sich in der sommerlichen Zuschärfung oder in der herbstlichen und winterlichen Abschwächung, ja im Abbau der Sprungschicht aus. Die Zufuhr von Schmelzwasser im Frühjahr kommt diesen Tendenzen entgegen. Schliesslich wird das Ganze noch durch die Einwirkung der Erdrotation, durch die aus dem Kattegat kommende Gezeitenwelle, durch morphologische Gegebenheiten usw. beeinflusst.

Im wesentlichen geht trotzdem die Strömung des Tiefenwassers in die Beltsee. Ihre tieferen Teile, aber auch die Beckentiefen der anschliessenden Ostsee und deren Sedimente stehen damit unter seinem Einfluss. Wird die Strömung in Rinnen eingeeengt, so steigert sich ihre Geschwindigkeit, was bis zur Erosion des holozänen oder pleistozänen Untergrunds führen kann. Nur das Größte bleibt dann — im tiefsten Bereich! — liegen. Diese flächenhaft zurücktretenden Gebiete sind die Ausnahme der sonstigen Regel der Sedimentverteilung in der Ostsee: Die Wellenwirkung im Oberwasser hat bekanntlich im allgemeinen eine Kornverfeinerung vom flachen zum tiefen Wasser zur Folge. (Pratje 1948; Gorshkova 1960).

Die Strömung transportiert Gelöstes und Suspendiertes nach Osten. In Ausnahmefällen Sand, oft aber Silt und Ton. Sie kann planktonische, nektonische und Kleinformen benthonischer Organismen mitreißen.

Eine stabile Sprungschicht verhindert den vertikalen Wasser und damit Gasaustausch. Das Tiefenwasser verarmt dadurch an Sauerstoff und reichert sich an Kohlendioxyd an, wenn nicht die horizontalen Strömungen die Stagnation mindern oder beheben. Die Schwellen vor den einzelnen Becken der Ostsee können aber so wirksam sein, dass im Wasser über dem Meeresboden derselben der Sauerstoff zeitweilig völlig aufgezehrt wird, was *Segestråle* (1957) aus dem Arkona- und Bornholmbecken erwähnt, *Gorshkova* (1963) für das Gotlandbecken darstellt. (Analysenwerte für H_2S bei *Fonselius*, 1962). Selbst in der Beltsee können in peripheren und isolierten Teilen wie der Eckernförder Bucht gelegentlich solche Verhältnisse eintreten.

Leider sind wir bislang trotz der sorgfälligen Auswertung zahlreicher Beobachtungen durch *Fonselius* (1962) zur Lösung geologischer Fragen noch unzureichend über die Reichweite und Häufigkeit dieser die Schwellen überwindenden Salzwassereinbrüche unterrichtet.

Trotzdem soll versucht werden, den geschilderten hydrologischen Gegebenheiten mit geologischen Fragestellungen nachzugehen. Es werden dabei mehr Fragen aufgeworfen als Lösungen gegeben. Dies rührt zum Teil auch davon her, dass mit deren Bearbeitung im Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Kiel erst in letzter Zeit begonnen werden konnte. Deshalb handelt es sich auch ausschliesslich um noch unveröffentlichtes Material. Es stammt von folgenden Mitarbeitern, denen mein herzlicher Dank gilt:

U. BARNER (Sedimente am Südausgang des Grossen Belts)

F. W. HAAKE (Jahreszeitliches Verhalten von Foraminiferen)
M. HARTMANN (Mangan im Sediment und Wasser)
H. KRUMM (Tonminerale)
G. F. LUTZE (Foraminiferenfaunen)
J. M. RESIG (Mikrofaunen in Sedimentkernen)
F. WERNER (Sedimente in Rinnen der Kieler Bucht)

Ausführliche Einzeldarstellungen sind in Vorbereitung bzw. im Druck. Dort wird auch auf die ältere Literatur eingegangen werden. Die Untersuchungen wurden zum überwiegenden Teil von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt. Ihr, aber auch anderen Dienststellen und vielen an der Ostsee Interessierten gilt für Rat und Hilfe auch an dieser Stelle mein aufrichtiger Dank.

SEDIMENTE VOM SÜDAUSGANG DES GROSSEN BELTS

Die morphologische Situation des südlichen Grossen Belts geht in grossen Zügen aus Abb. 1 hervor. Die Tiefe Rinne folgt der Ostküste der Insel Langeland und verbreitert sich nach Süden. Sie besteht aus einer Reihe von bis zu 45 m tiefen, in der Rinnenachse gestreckten Becken, die durch Querschwellen getrennt werden, hat also kein durchgängiges Gefälle. Im Westen steigt sie steil, im Osten, auf die Insel Lolland zu, flach zur Küste an. Im Süden Langelands ist das *Gulstav-Fiak* mit Wassertiefen um 11 m vorgelagert. Der vorholozäne Untergrund besteht im wesentlichen aus Geschiebemergeln, ferner aus Schmelzwasserablagerungen des Pleistozäns. Die in Abb. 1 eingetragenen Proben wurden 1961 (Fahrt I-C-059, International Marine Science, Bd. II, S. 12) mit einem Backengreifer, weitere mit dem Kastengreifer nach *Reineck* (vgl. *Seibold*, 1963, S. 27) entnommen.

Es wurde durch sorgfältige Sieb- und Messverfahren versucht, möglichst genaue Korngrössen-Verteilungskurven zu erhalten. Die Fraktionen haben zum Beispiel einen Korndurchmesser-Abstand von 0,1 Zeta-Grad.

Wasserbewegung und Sedimenttyp

Unschwer lassen sich die meisten so gewonnenen Verteilungskurven in Gruppen zusammenfassen (A-F der Abb. 2), die ihrerseits Beziehungen zur Morphologie erkennen lassen. Die Gruppe A (Abb. 3 und Einzelbeispiel Abb. 7) zeigt deutlich eine polymodale Korngrössenverteilung. Besonders ausgeprägt sind die Modi im Bereich des Feinsandes und des Grobkieses. Dazu kommt noch ein Modus im Bereich des Abgeschlammten unter 0,05 mm Korndurchmesser, im Silt. Diese Gruppe ist auf die Tiefe Rinne und eventuell die Aufragungen an deren Südausgang (Abb. 2) beschränkt. Sie illustriert die wechselhaften Stromgeschwindigkeiten des Tiefenwassers in diesem Bereich.

Die Gruppe B (Abb. 4) hat nur eine bimodale Verteilung (Feinsand, Silt): Die Verringerung der Stromgeschwindigkeit des Tiefenwassers durch die Rinnenerweiterung lässt den Anteil an Kies verschwinden.

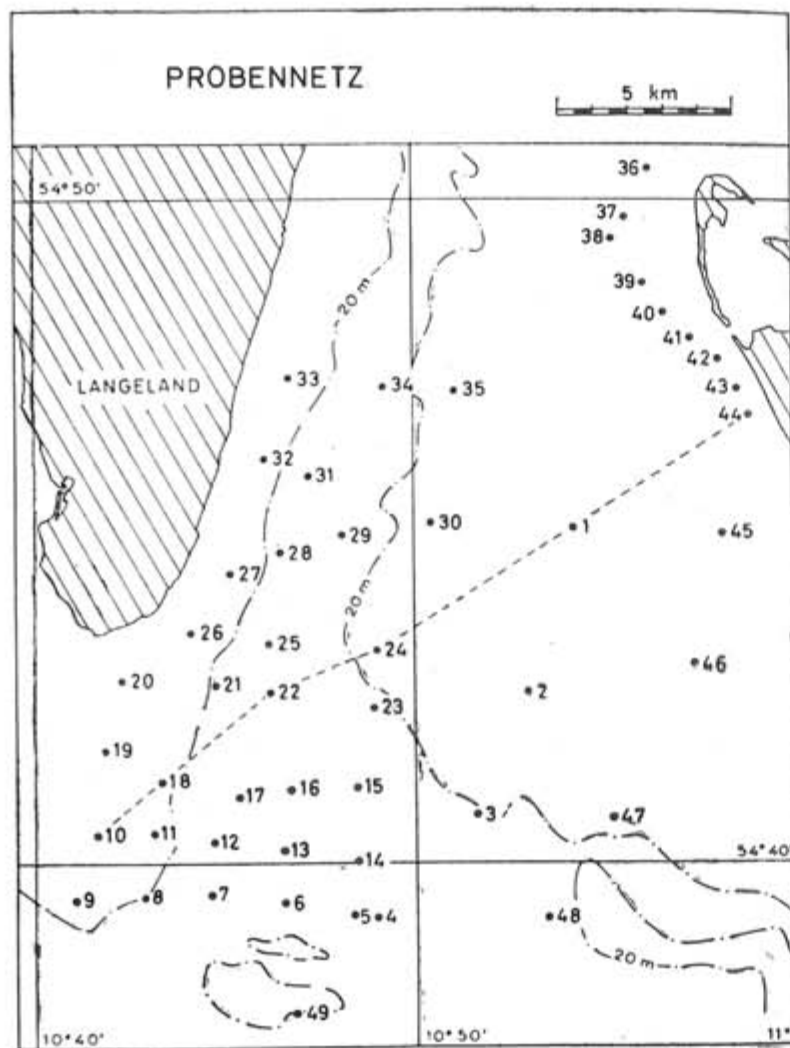


Abb. 1: Grundzüge der Morphologie des Südausgangs des Grossen Belts. Entnommene Proben und Nummern. Nach Barner

Die Gruppe C (Abb. 5)—ähnlich Gruppe D—besitzt nur einen Modus, im Mittel- bis Feinsand. Das feinkörnige Material ist fast völlig ausgewaschen. Als Beispiel für den flachsten Bereich sei noch Gruppe E (Abb. 6) erwähnt.

Wichtigster Modus ist der Grobsandbereich, doch ist auch noch Gröberes stark angereichert. Fraglos kommt bei den geringen Wassertiefen dieses Gebiets und der starken Exposition die kräftige Aufarbeitung des Untergrunds durch Wellen als Faktor hinzu.

Abtragung und Sedimentation

Die schon erwähnte Aufragung am Südausgang des Grossen Belts teilt die Tiefe Rinne. Die wichtigste Fortsetzung zieht nach Südosten zum Fehmarn Belt, wo sie im Windsgrav bis 43 m Tiefe erreichen kann.

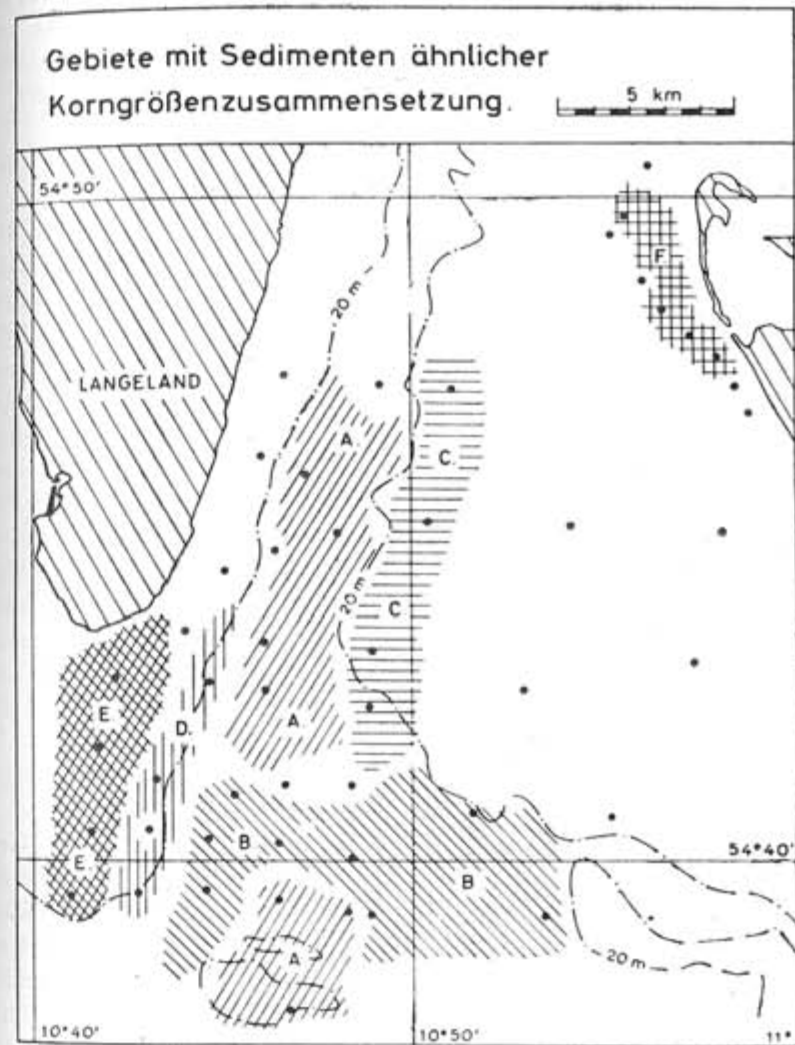


Abb. 2: Verbreitung der Sedimenttypen. (A—F) nach Barner. Erläuterungen siehe Text

Nach Westen, zum Ausgang der Flensburger Förde, zielt ein zweiter Ast, der 30—35 m tief wird (Vejsnaes-Rinne). Auch diese Rinnen haben kein kontinuierliches Gefälle, obwohl ihre Anlage auf prä-litorinazeitliche Flüsse, die in den Grossen Belt führten, zurückgeht. Diese Umformung, aber auch schon die Tatsache, dass so tiefe Einsenkungen nicht schon längst zusedimentiert worden sind, weisen darauf hin, dass in ihnen der Tiefwasserstrom zeitweilig ausräumt. Wyrčki (1954) gibt auch

Geschwindigkeiten im Fehmarnbelt, 5 m über Grund, von bis fast 1 m/sec für Ein- und Ausstrom an. Extreme Wetterlagen lassen sicher noch höhere Werte erwarten.

In diesen Rinnen wurden in den letzten Jahren mit verschiedenen Schiffen Proben mit dem Kastengreifer und mit dem Kastenlot (Kögler 1963) gewonnen. Das erste Gerät sticht Kerne mit einem Grundriss von 20×28 cm und einer Länge bis 48 cm aus. Das zweite liefert 15×15 cm und bis 4 m. Im allgemeinen wurden die Proben orientiert entnommen (Registrier-Kompass der Firma Leutert, Lüneburg).

Wo die präitorinazeitliche Unterlage erreicht wurde, stehen pleistozäne Geschiebemergel, Beckentone und Kalkmudden mit Pflanzenresten an, die in einem Fall pollenanalytisch wahrscheinlich ins Frühboreal eingestuft werden müssen (Dr. F. R. Averdieck, Keil). Die Kontaktfläche zu dem darüberliegenden Sediment oder direkt zum Wasser ist stets unruhig. Im standfesten Material finden sich Taschen, die mit Feinkies und Grobsand sowie Schlack gefüllt sind. Das Feinste ist darin nicht lagenhaft vertreten, sondern offensichtlich von oben her einfiltriert. Muschelschalen, meist doppelklappig, und Schneckengehäuse in diesen Vertiefungen sind mechanisch wenig beansprucht, sehen aber durch Anlösung kreidig aus. Eine Vorstellung von diesem Kleinrelief gibt Abb. 8, wo eine Furche mit steilen, zum Teil überhängenden Wänden dargestellt wird, die nicht genau parallel zur Achse der Fehmarnbelt-Rinne verläuft. Ob diese Kolklöcher primär an Gerölle oder organische Reste gebunden sind oder in Beckentonen und Geschiebemergeln auch frei entstehen können, ist noch nicht bekannt. Es fällt eine starke organische Durchwühlung der Unterlage auf. Von 3–4 mm dicken und grösseren Spuren können bis 1200/m² gezählt werden.

Das Sediment über der Kontaktfläche ist sehr ungleichmässig verteilt. Auf kurze Entfernungen kann die Mächtigkeit von 0 auf über 1 m ansteigen. Vom Kies bis zum Schlack kann alles vertreten sein. Gerölle aus Beckenton und Geschiebemergel bis 1,5 cm Durchmesser sind beteiligt. Sandauflagen von 6–30 cm kommen häufig vor. Im Grossen Belt (Wassertiefe 41 m) erbrachte ein Kern 10 cm ungeschichtetes Sediment mit unruhiger, geröllreicher Oberfläche, das zunächst wie graugrüner Geschiebemergel aussah. Die Korngrössenanalyse zeigte jedoch ein Defizit an Feinstkörnigem, was auf Umlagerung hinweist. Gerölle bis mindestens 12 cm Durchmesser müssen hier transportiert werden können. Das marine Sediment in der Vejsnaesrinne wirkt auf den ersten Blick völlig homogen. Röntgenaufnahmen verraten jedoch starke organische Durchwühlung.

Es konnte durch systematisches Abtragen der grossflächigen Kerne nachgewiesen werden, dass diese Auflage wirklich jung ist. Es fanden sich beispielsweise in 5 cm Sedimenttiefe ein Schlackenstück, in Schlack-schichten bis 40 cm unter der Oberfläche Kohle und Schlackenpartikel bis 1 mm Durchmesser, unter 21 cm Sand und Schlackbedeckung ein Streichholz mit einer Kunststoffmasse. Das alles beweist darüber hinaus an

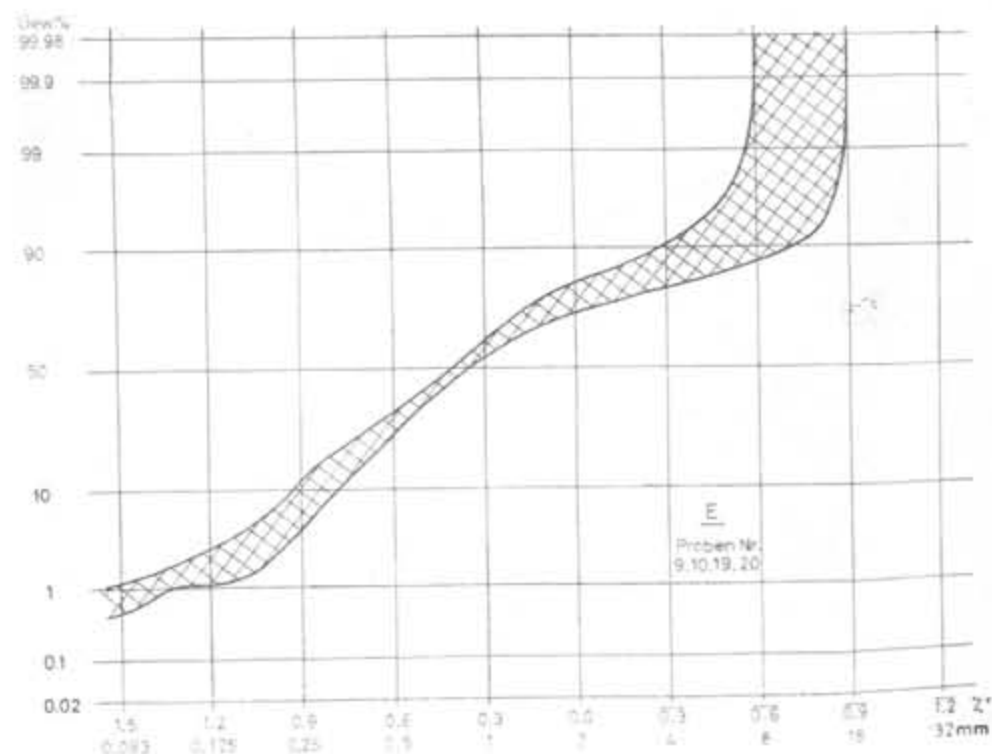
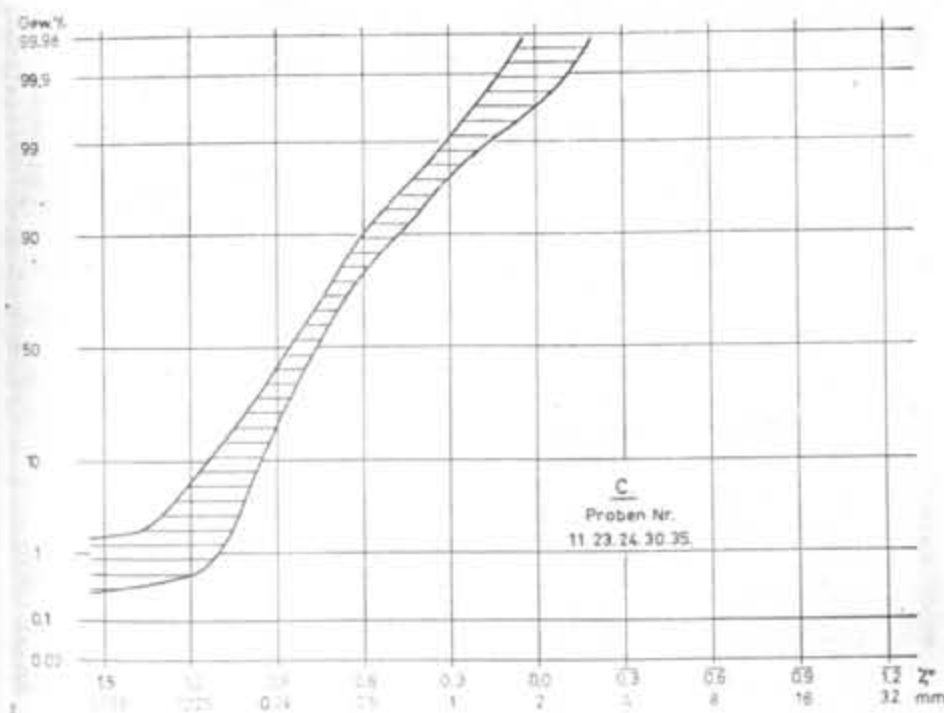
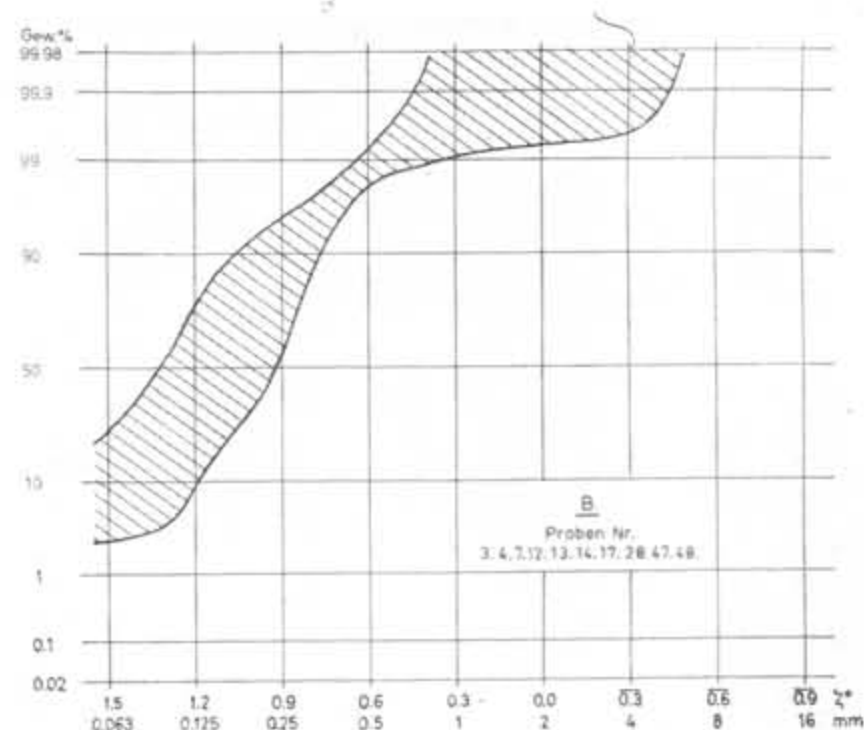
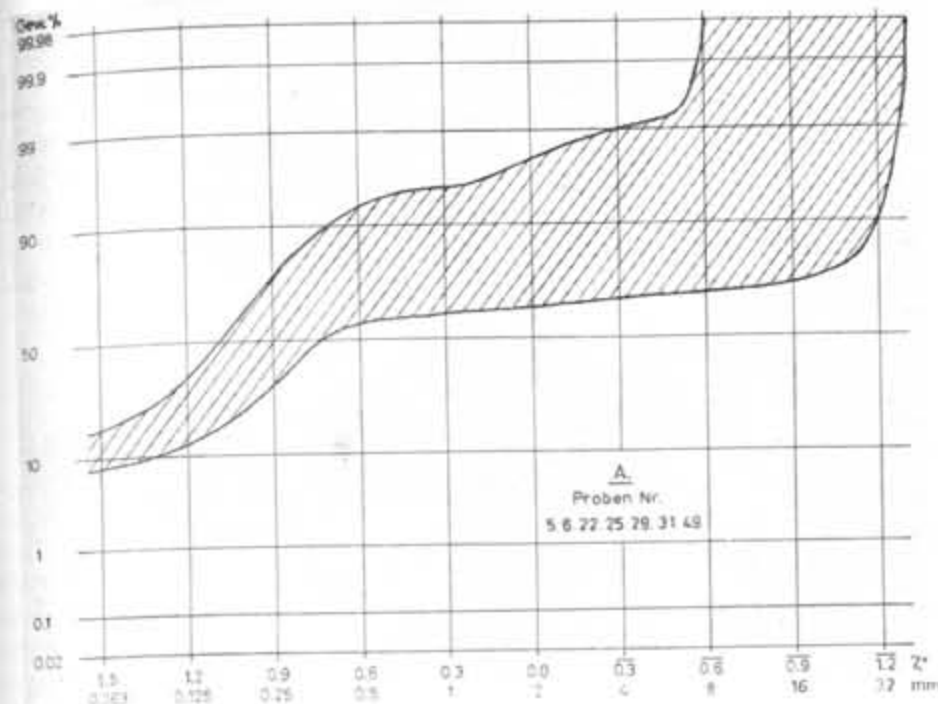


Abb. 3–6: Gruppen von Sedimenten ähnlicher Korngrössen-Verteilung. Nach Barner. Regionale Verbreitung siehe Abb. 2.

diesen Stellen der Rinnen eine Sedimentationsrate von maximal rund 30 cm/Jahrhundert.

Insgesamt zeigen alle Befunde die Launenhaftigkeit der Tiefenströmung. Sie trägt bisweilen flächenhaft ab, tief Furchen und Taschen ein, bewegt mehr als faustgrosse Gerölle. Sie erlahmt wieder und hat lange Ruhepausen, worauf die Mächtigkeiten des feineren Materials über dem Untergrund und die gelegentlich intensive Durchwühlung durch Organismen hinweisen. Auch in räumlicher Hinsicht scheint die Intensität der Strömung zu schwanken. Hier trägt sie ab, wohl durch morphologische Gegebenheiten bedingt, dort sedimentiert sie — an einer Stelle, die bei Umkehr des Stroms vielleicht wieder freigelegt wird.

Transportrichtung

Trotz dieses Hin und Hers gibt es Hinweise dafür, daß die normale hydrologische Situation, Einstrom des Tiefenwassers, sich geologisch durchsetzt. Den bequemsten Hinweis auf die Transportrichtung eines klassischen Sediments liefert normalerweise die Abnahme der mittleren Korngrösse (vgl. die Diskussion bei Seibold (1963)). Der Mediandurchmesser des Gesamtsediments der Rinnen kann dafür aber nicht herangezogen werden, weil dieses, wie erwähnt, eine polymodale Korngrössenverteilung besitzt. Es wurde deshalb versucht, wenigstens die wichtigsten Modi zwischen den ausgeprägtesten Minima der Verteilungskurven zu isolieren. Nach den mittleren Korndurchmessern wurden sie „Silt-, Sand- und Kies-Komponente“ benannt, obwohl ihre Korngrössengrenzen nicht immer mit den üblichen streng zusammenfallen. Die „Sandkomponente“ reicht in Probe Nr. 6 zum Beispiel dadurch von 1,65 bis 0,20 Zeta-Grad (=0,045 bis etwa 3 mm). (Das Minimum an der Obergrenze ist gestrichelt in Abb. 7 eingetragen.) Näheres bei Barner (1964).

Betrachtet man danach die Sandkomponente isoliert und berechnet man ihre Mediandurchmesser, so ergeben sich die in Abb. 9 eingetragenen Werte. Die hier interessierende Tiefe Rinne zeigt nun in der Tat eine stetige Abnahme des Mediandurchmessers nach Süden — von Zetagraden um $0,7=0,4$ mm auf Zetagrade um $1,2=0,125$ mm, also Transport des Sandes nach Süden. Die Untersuchung weiterer sedimentpetrographischer Eigenschaften, (Sortierung, Schwermineralverteilung) steht damit im Einklang. In der Vejsnaes-Rinne scheint ein aus der Korngrössenverteilung abgeleiteter Transport von Ost nach West dieselbe Stütze für den hydrologischen Normalfall zu bringen.

Dichtesprungschicht und Sediment

Bei der Behandlung der Sedimenttypen wurde schon darauf hingewiesen, daß in einigen Gruppen Silt und Feineres fast fehlen (C, D, E und meist auch F). Geht man der „Siltkomponente“ näher nach, so stösst man auf eine scharfe Grenze der Verbreitung (Abb. 10). Klammert man

den ufernahen Bereich vor Lolland aus, da in ihm lokale Schutzlagen vorkommen, so enthalten fast alle Proben aus Wassertiefen von weniger als 20 m unter 1% „Silt“ — Anteil. Umgekehrt steigt dieser im tieferen Wasser beträchtlich und sofort an.

Diese Tatsache an sich ist nicht auffallend, wohl aber die scharfe Grenze. Andere Sedimenteigenschaften (Sedimenttyp, Schwermineralver-

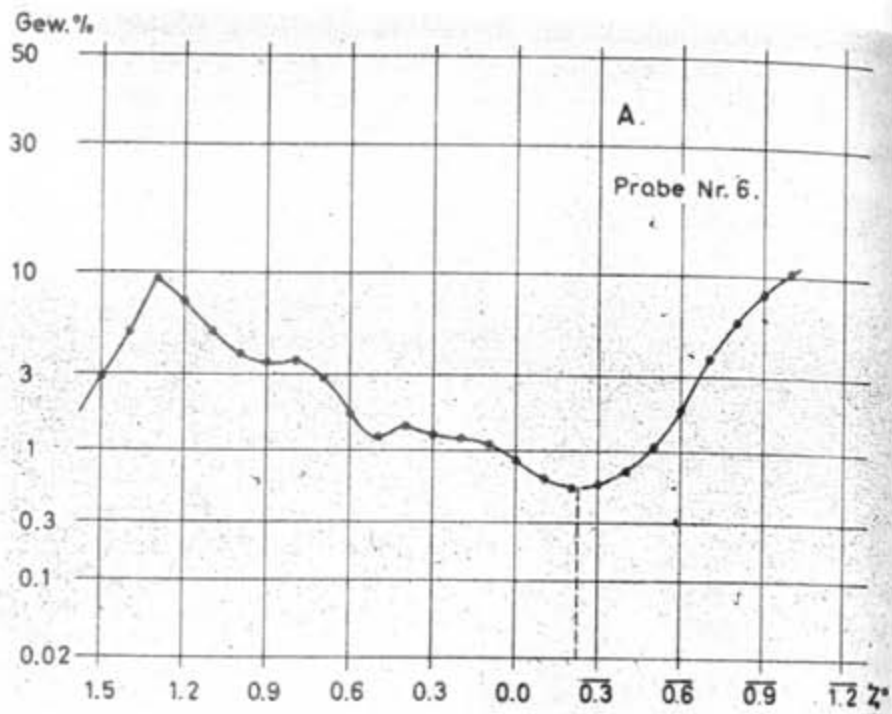


Abb. 7: Einzelbeispiel einer Korngrößenverteilung aus Gruppe A. Nach Barner

teilung) ändern sich in 20 m Wassertiefe gleichfalls. Hinzu kommen Anzeichen, daß sich das Sediment im flacheren Wasser zumindest stellenweise im Durchschnitt nach Norden bewegt. Man vergleiche dazu etwa die mittleren Korngrößen hart östlich der Tiefen Rinne (Abb. 1 u. 9: Proben von Süd nach Nord 23—24—30—35 mit mittleren Korngrößen der Sandkomponenten von 0,79—0,79—0,84—0,88 Zeta Grad.) Entsprechende Überlegungen für den ufernahen Bereich werden freilich durch häufigere lokale Gegenströmungen des Oberwassers erschwert. Ohne Zweifel ist diese Grenze durch die mittlere Tiefenlage der Dichtesprungschicht fixiert. Die durch Wind, Wellen und Konvektionsvorgänge erheblich höhere Turbulenz des Oberwassers lässt das feinstkörnige Material nur in Ausnahmefällen zur Ruhe kommen. Es sinkt schliesslich unter die Sprungschicht in das Tiefenwasser und auf den Meeresboden ab. Im Bereich der Rinnen wird es freilich immer wieder bei entsprechenden Einstrom- (oder gelegentlich auch Ausstrom-) lagen aufgewirbelt und transportiert, bevorzugt in die Beltsee hinein. Die von Wyrski (1950)

in der Beltsee, von Joseph (1955) am Nordausgang des Sundes mitgeteilten Extinktionsmessungen illustrieren diesen Vorgang in eindrucksvoller Weise.

Verbreitern sich die Vertiefungen zu den eigentlichen Becken, so wird das feinste Material im Bereich des Tiefenwassers länger oder gar endgültig liegen bleiben. Wie sehr diese Zusammenhänge Hydrologie/Sedimentation auch in anschliessenden Gebieten der Ostsee wichtig sind,

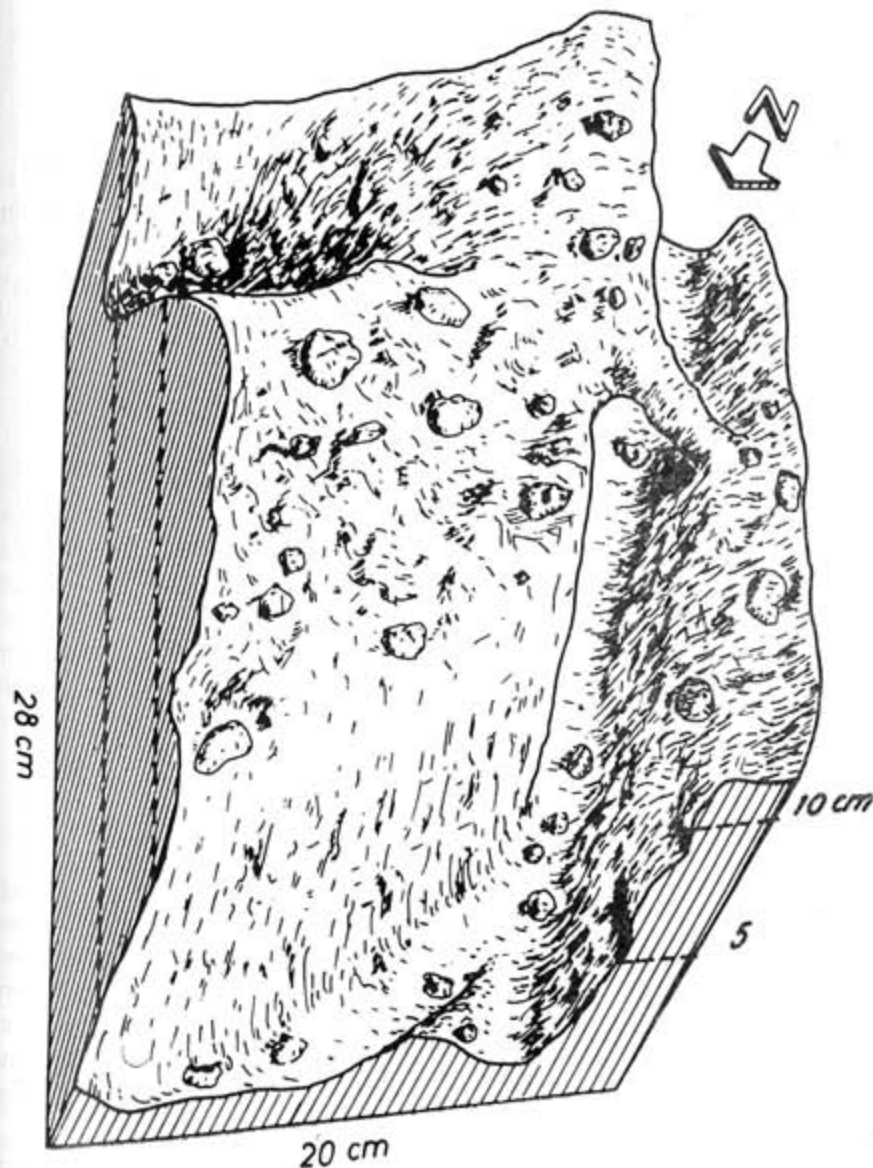


Abb. 8: Erosionskontakt vom Westausgang des Fehmarnbelt. Nach Werner. Die Grenzfläche pleistozäner Beckenton/marines Sediment wurde durch sorgfältiges Entfernen des letzteren freigelegt. Die 1—2 cm grossen Gerölle auf der Kontaktfläche stammen aus einem nahen Rücken aus Geschiebemergel

mag aus den folgenden, von Barner zusammengestellten Werten hervorgehen.

Meeresteil	Obergrenze des Schlicks (m) (n. Pratje, 1948)	Mittlere Tiefenlage der Salzgehaltssprungschicht im Hochsommer (m) (n. Dietrich, 1950)
Kieler Bucht	17—18	etwa 20
Mecklenburger Bucht	etwa 20	etwa 20
Arkona-Becken	35—40	etwa 40
Danziger Tiefe	70—80	etwa 80

Es ist anzunehmen, dass feinstes Material durch die Tiefenwasserzufuhr durch den Grossen Belt nicht nur in die Beltsee, sondern durch die Salzwassereinbrüche über sperrende Schwellen oder durch eingesenkte Rinnen auch in zentralere Teile der Ostsee gelangt. Bei den kräftigsten Einbrüchen scheinen zudem Stürme vorzuherrschen, die im flachen Bereich Sediment in Suspension bringen, was mit nach Osten verfrachtet werden kann.

DAS TIEFENWASSER UND DIE FORAMINIFERENFAUNEN

Auch die (benthonischen) Foraminiferenfaunen der Ostsee sind von diesem Gegensatz Oberflächen-/Tiefenwasser abhängig und lassen Zusammenhänge mit den Salzwassereinbrüchen erkennen. Die Proben wurden in den letzten Jahren mit den obenerwähnten Geräten und einem speziellen Foraminiferenlot (abgeändert nach Phleger, Querschnitt 5.3 cm²) entnommen. Wir bemühten uns, hierbei möglichst ungestörtes Material von der Sedimentoberfläche und aus Kernen zu erhalten. Stets wurde Lebendfärbung nach Walton angewandt. (Vgl. Lutze, 1964.)

Dichtesprungschicht und Foraminiferen

Die bisherige Auswertung zeigt, dass in der Beltsee die obengenannte Wassertiefe von rund 15—20 m auch eine Scheide für die Foraminiferenfaunen darstellt. Auf Böden im Oberflächenwasser leben beispielsweise *Cribronion alvarezianum* und *C. gerthi*. Sie fehlen im tieferen Bereich, *Ammotium cassis*, *Reophax aduncus*, *Eggerella scabra* und andere kommen dagegen nur unter 15 m Wassertiefe vor. Ob die Temperatur, der Salzgehalt, deren Schwankungen oder Wechselwirkung oder sonstige Faktoren dabei hereinspielen, soll hier nicht diskutiert werden.

Diese Scheide kann sich sogar auf die Gehäuseform auswirken, was an *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) gezeigt werden soll. Abb. 11 weist auf die Abhängigkeit des Index $\frac{\text{Dicke} \times 10}{\text{Länge}}$ von der Wassertiefe in der Beltsee hin. Die „dickeren“ Formen bevorzugen danach das

Tiefenwasser. Die Ursache ist noch unklar, da die Formen offensichtlich ausgesprochen tolerant gegen Salzgehalt und Temperatur sind. Sie konnten noch im Gotlandbecken und im Landsorttief lebend nachgewiesen werden und zeigen keine Abhängigkeit ihrer ontogenetischen Entwicklung

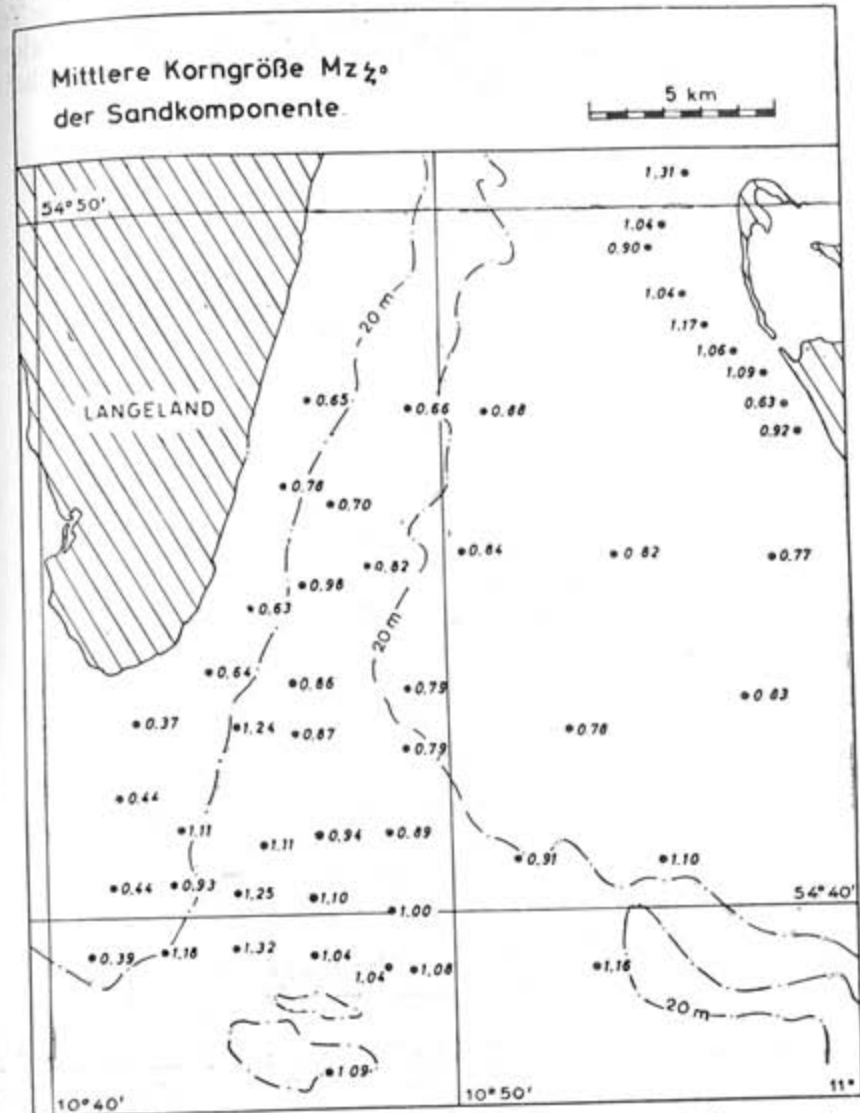


Abb. 9: Mittlere Korngrößen der Sandkomponente am Südausgang des Grossen Belts. Nach Barner; (Zeta-Grad 1,2=0,125 mm; 0,3=1 mm. Vgl. auch die Abszissen der Abb. 3—6)

von diesen Faktoren: In Abb. 12 sind zum Beispiel Befunde für April 1963 bis März 1964 vom Feuerschiff Kiel dargestellt, von dem aus täglich Bodenproben entnommen wurden. Sie wurden alle 5 Tage ausgewertet, in wichtigen Fällen noch engständiger. Es handelt sich um die „dicke“ Form, da der obige Index zwischen 4,5 und 6,5 mit Maximum zwischen 5,5 und 6 schwankt.

Die statistische Auswertung der Gehäusedurchmesser (links) unter Berücksichtigung der maximalen Besiedlungsdichte und des Anteils der juvenilen Formen (rechts) zeigt, dass im Juli 1963, Sept./Okt. 1963 und März 1964 Reproduktionsspitzen erreicht wurden. In diesem Zeitraum schwankten aber der Salzgehalt zwischen rund 17 und 25,5 ‰, die Temperatur zwischen 1 und 11°C. (Diese Spitzen dürften von der Diatomeenblüte im Frühjahr und Herbst (Frühjahr 1963 durch den extrem kalten

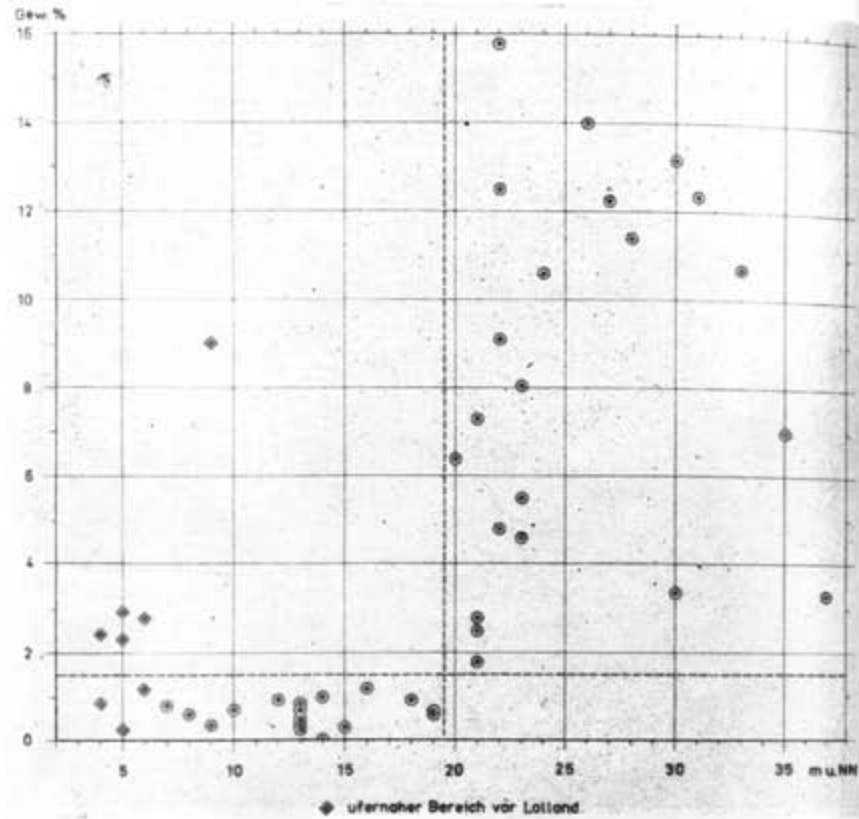


Abb. 10: „Silt“-Gehalt und Wassertiefe am Südausgang des Grossen Belts. Nach Barner. Scharfer Sprung bei 20 m

Winter davor verzögert) und der verfügbaren sonstigen organischen Substanz abhängen.) Umso erstaunlicher ist die Beschränkung dieser „dicken“ Form auf das Tiefenwasser.

Salzwassereinbrüche und Foraminiferen

Bekanntlich ist die Darsser Schwelle die wichtigste Faunenscheide des Ostseeraums. Die Foraminiferen machen keine Ausnahme. Abb. 13 zeigt die Auswertung von Oberflächenproben aus der auf der oberen Karte eingetragenen Profillinie. Es sind darin nur die Arten eingetragen, die offenbar die höchsten Salzgehalte verlangen. In der Beltsee leben danach

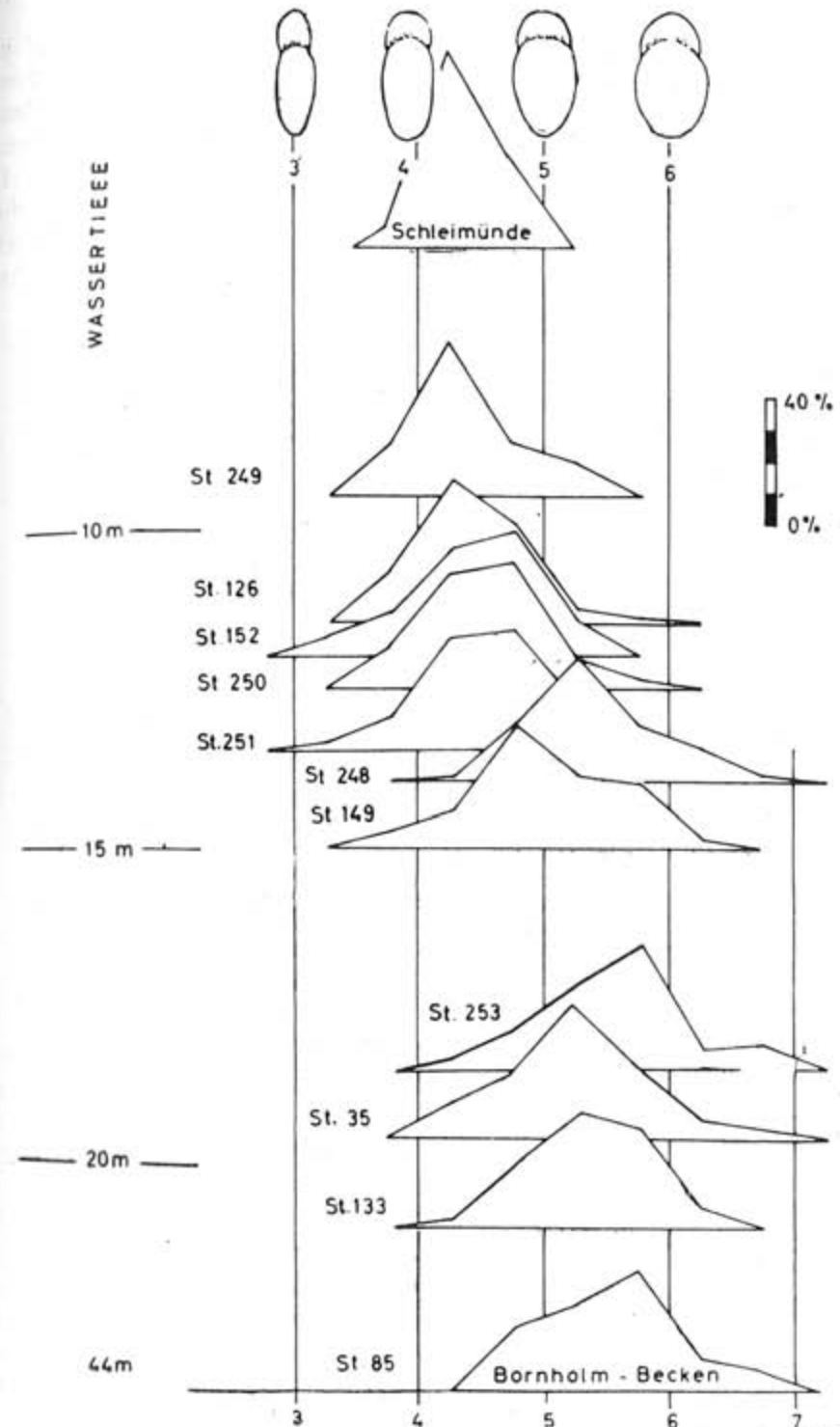


Abb. 11: Variationsbreite der Gehäusedicke von *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) in verschiedenen Biotopen der Beltsee. (Station 85 = Bornholmbecken) Ca. 1200 Messungen des Index: Breite:19 Länge in der Mündungsansicht von lebenden Exemplaren. Ausgenommen Probe „Schleimünde“. Nach Lutze. „Dicke“ Formen im tiefen, „dünne“ im flachen Wasser

Die statistische Auswertung der Gehäusedurchmesser (links) unter Berücksichtigung der maximalen Besiedlungsdichte und des Anteils der juvenilen Formen (rechts) zeigt, dass im Juli 1963, Sept./Okt. 1963 und März 1964 Reproduktionsspitzen erreicht wurden. In diesem Zeitraum schwankten aber der Salzgehalt zwischen rund 17 und 25,5 ‰, die Temperatur zwischen 1 und 11°C. (Diese Spitzen dürften von der Diatomeenblüte im Frühjahr und Herbst (Frühjahr 1963 durch den extrem kalten

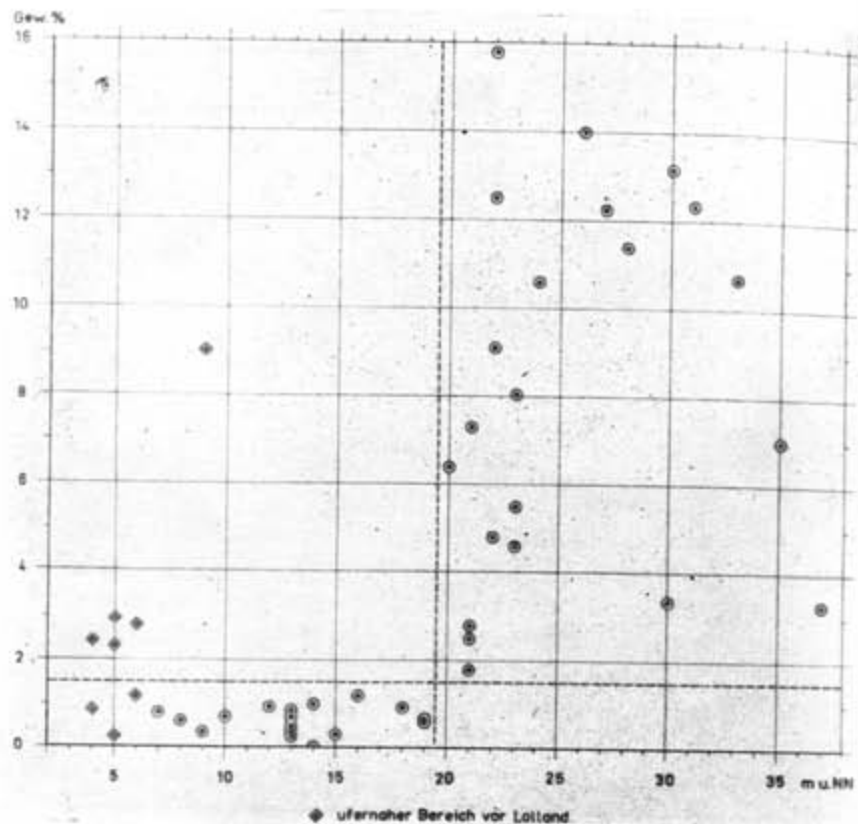


Abb. 10: „Silt“-Gehalt und Wassertiefe am Südausgang des Grossen Belts. Nach Barner. Scharfer Sprung bei 20 m

Winter davor verzögert) und der verfügbaren sonstigen organischen Substanz abhängen.) Umso erstaunlicher ist die Beschränkung dieser „dicken“ Form auf das Tiefenwasser.

Salzwassereinbrüche und Foraminiferen

Bekanntlich ist die Darsser Schwelle die wichtigste Faunenscheide des Ostseeraums. Die Foraminiferen machen keine Ausnahme. Abb. 13 zeigt die Auswertung von Oberflächenproben aus der auf der oberen Karte eingetragenen Profillinie. Es sind darin nur die Arten eingetragen, die offenbar die höchsten Salzgehalte verlangen. In der Beltsee leben danach

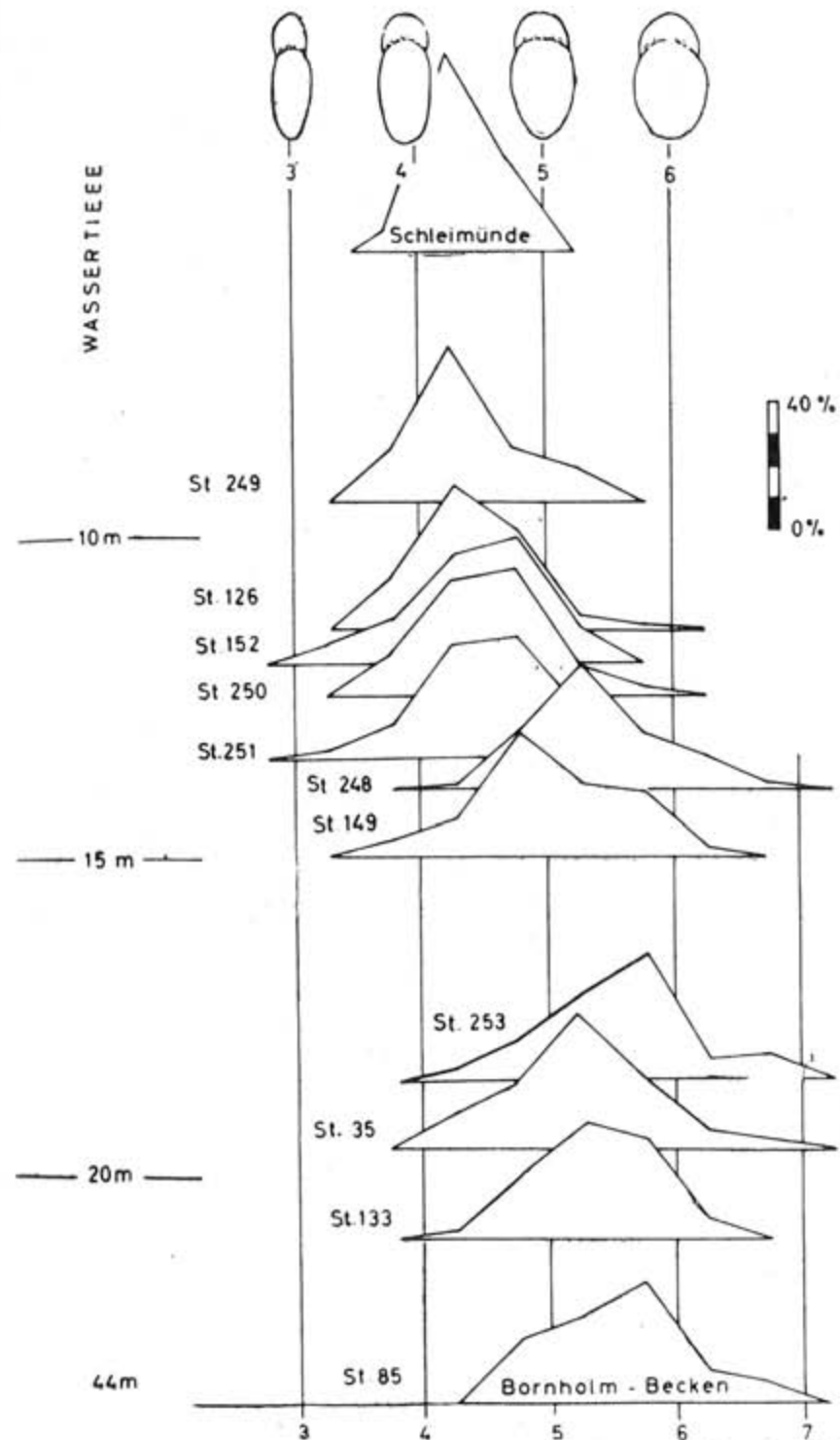


Abb. 11: Variationsbreite der Gehäusedicke von *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*) in verschiedenen Biotopen der Beltsee. (Station 85=Bornholmbecken) Ca. 1200 Messungen des Index: Breite/19·Länge in der Mündungsansicht von lebenden Exemplaren, ausgenommen Probe „Schleimünde“. Nach Lutze. „Dicke“ Formen im tiefen, „dünne“ im flachen Wasser

noch *Egerella scabra*, *Reophax aduncus*, seltener *Ammonia beccari* und *Spiroplectammina*. Sie fehlen alle östlich der Darsser Schwelle, von — wahrscheinlich aus dem Untergrund durch Organismen hochgewühlten — toten Gehäusen von *E. scabra* im Arkonabecken (vgl. Abb. 14!) und Innentapeten von *A. beccari* im Arkona- und Bornholmbecken abgesehen. Darüber hinaus hat es nach den bisherigen Befunden den Anschein, dass diese Arten in der Beltsee bevorzugt im tiefsten, vom Grossen Belt belieferten Wasser leben. In rund 200 unter den Feuerschiffen Kiel und Flensburg

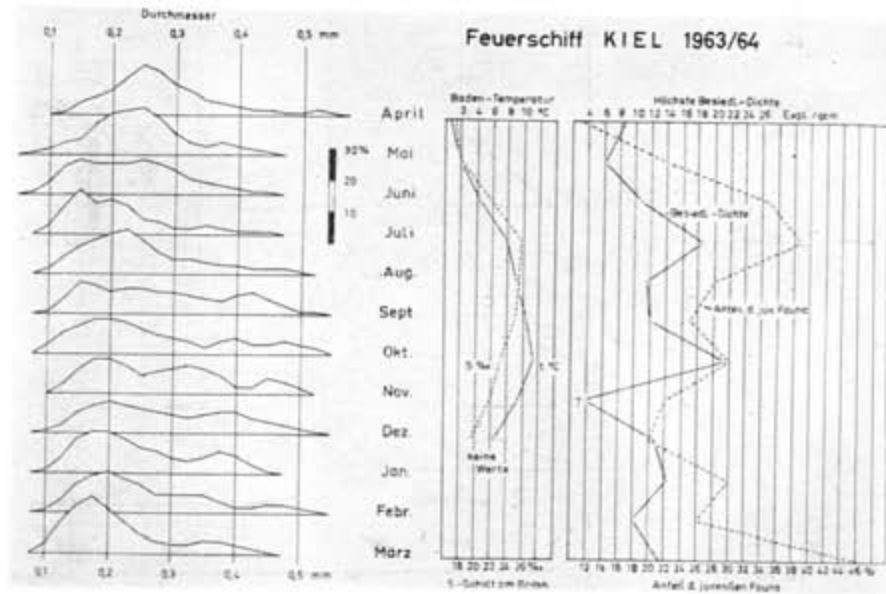


Abb. 12: Jahresgang der Entwicklung von *Cribronion excavatum* (= *Elphidium selseyense*). Nach Haake

Entnahmeort: Feuerschiff Kiel, Wassertiefe 18 m. Sämtliche Angaben beziehen sich auf Gehäuse von lebenden Individuen. Bestiedlungsdichte November 1963 fraglich, da zur wenige Beobachtungen

entnommenen Proben fehlten sie ganz, in rund 150 Proben unter Feuerschiff Fehmarnbelt waren *E. scabra*, *R. aduncus* vertreten, *A. beccari* selten, *S. bififormis* bisher noch nicht nachzuweisen.

Diese Zusammenhänge spiegeln sich auch in den Artenzahlen wider. Östlich der Darsser Schwelle lebten 1963 bis 5, westlich davon bis 9, im Fehmarnbelt aber bis 12.

Schiebt sich das Tiefenwasser über die Schwelle nach Osten in das Arkonabecken, so eröffnen sich auch dort zeitweilig Lebensmöglichkeiten für Vertreter dieser Arten. Dies kann an Sedimentkernen gezeigt werden. Zunächst müssen jedoch die Arten ermittelt werden, die der Diagenese Widerstand leisten können. Viele Kalkschaler werden in den Ostseesedimenten ja leicht gelöst, ein Effekt, der von mechanischer Abrasion durch typische Bilder der Gehäuseanlösung unterschieden werden kann. In Experimenten können alle Stadien von unversehrten Gehäusen über herausragende Trennwände, Reste der verdickten Nabelpartien bis zu den Innen

tapeten aus nichtkarbonatischem organischem Material (Abb. 15) erhalten werden. Besonders widerstandsfähig — auch gegen mechanische Beanspruchung — sind die Gehäuse von *Eggerella scabra*. Deshalb ist deren Vorkommen in einem Kern aus dem Arkonabecken dargestellt (Abb. 14). Ein Vergleichskern daraus zeigt prinzipiell dasselbe Bild: Auf pleistozänen Beckenton folgen die groben Sedimente ("Sand" >0,1 mm und Material >2 mm), die den Beginn des Holozän anzeigen (links). Das Korn verfeinert sich, wobei Pyrit auftritt, und wird wieder gröber, ein Hinweis auf

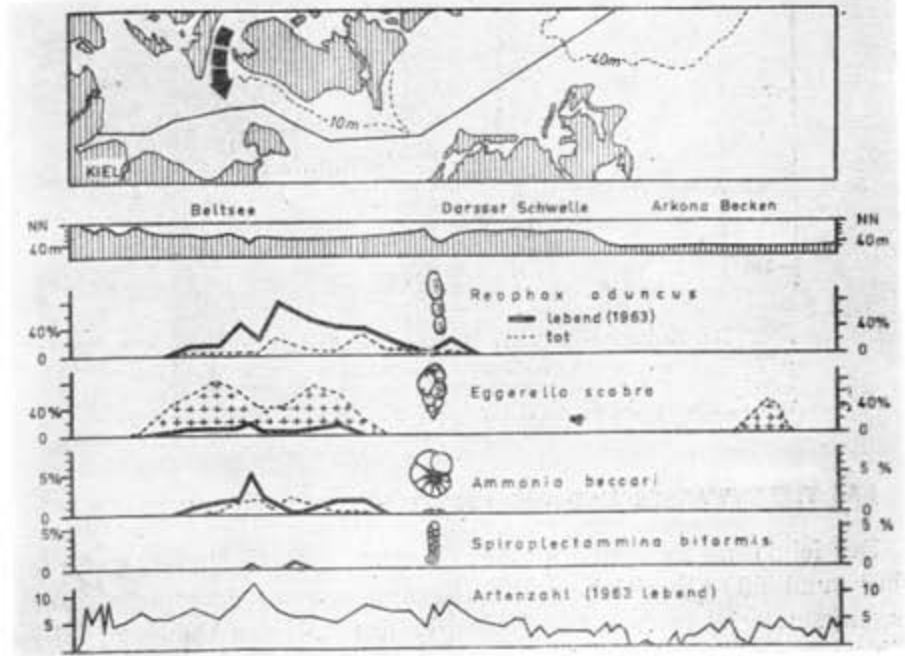


Abb. 13: Einfluss des Tiefenwassers auf die Foraminiferenfauna. Darsser Schwelle als Faunenscheide. Erhöhte Artenzahl und prozentuale Maxima der vier dargestellten Arten im Fehmarnbelt. Nach Lutze

erneut zunehmende Wasserbewegung und wohl auch eine gesteigerte Sedimentationsrate anorganischen Materials. Trotzdem treten in diesem Abschnitt Spitzen der Beteiligung von *E. scabra* am Sediment auf. Dies spricht für Perioden, in denen diese Art im Arkonabecken leben konnte. Das auffallendste Maximum liegt im Kern zwischen 1—4 und 20—25 cm Sedimenttiefe. In den obersten Zentimetern tritt die Art wieder zurück. Solange nicht noch detailliertere Feinuntersuchungen an solchen Kernen vorliegen, erscheint es verfrüht, diese herausfallende Serie von Salzwasser einbrüchen datieren zu wollen. Es wäre reizvoll, sie dann etwa mit den jüngeren Transgressionsphasen Bakker's (1958) und ihren Häufungen der Sturmfluten in den Niederlanden (12.—15. Jahrhundert bzw. 18. Jahrhundert bis heute) zu vergleichen.

Östlich des Arkonabeckens wurden Gehäuse dieser Art übrigens von uns bisher noch nicht gefunden. Deshalb können die Schwankungen der

Foraminiferenzahlen in Kernen aus dem Gotlandbecken, dem Farö- und Landsorttief noch nicht unbedingt mit Primärfaktoren gekoppelt werden, da sich — sekundär — diagenetische Effekte dazwischenschalten.

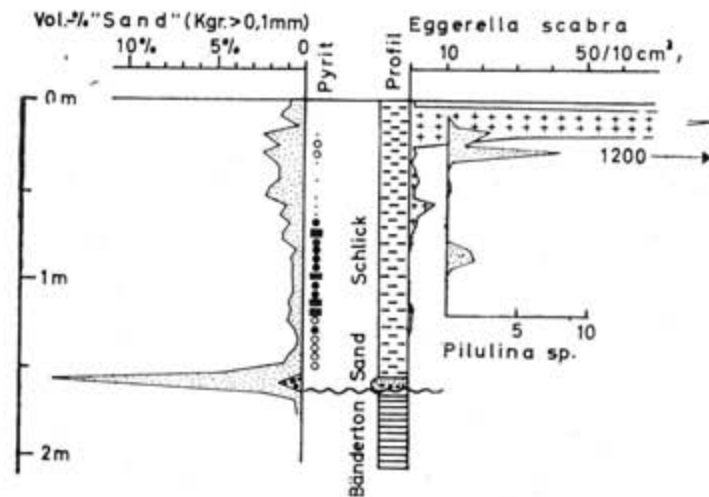


Abb. 14: Sedimentkern aus dem Arkonabecken. Station 334, August 1964. Nach Lutze. Volumprozent und Zahl der Exemplare auf nasses Sediment bezogen. Häufigkeitsmaxima von *E. scabra*. Minima primär, da der zerbrechliche Sandschaler *Pilulina sp.* vorhanden

DAS TIEFENWASSER UND DIE VERTEILUNG DER TONMINERALE

Der feinkörnigste Anteil an den rezenten Ostseesedimenten wurde an bisher rund 500 Oberflächen- und Kernproben, an dem mutmasslichen Ausgangsmaterial an rund 250 Proben bestimmt. Hinzu kamen 20 Schwebstoffproben aus dem Oberflächenwasser, die durch Zentrifugieren gewonnen wurden. Sie wurden in den letzten Jahren mit den obenerwähnten Geräten entnommen. Nach der Korngrössentrennung (Attenberg-Prinzip) wurden unbehandelte und behandelte (Glykol, Erhitzen, Säuren) Texturpräparate mit dem Röntgen-Zählrohr-Goniometer untersucht. Hinzu traten teilweise die Differential-Thermo-Analyse und die Phasenkontrast-Mikroskopie. Im Rahmen des uns Möglichen können so neben qualitativen auch quantitative Angaben gemacht werden.

Analysen-Ergebnisse

Die Verteilung der Tonminerale in den rezenten Sedimenten ist in der Ostsee mit Ausnahme der Montmorin-Gruppe recht einheitlich. Die dominierende Glimmer-Gruppe (Illit und Muskowit) ist mit rund 10—50%, die Kaolin-Gruppe mit rund 5—30% beteiligt. Chlorite treten nur untergeordnet, mit rund 2—10% auf. Diese Prozentzahlen beziehen sich auf Gesamtproben mit ähnlicher Korngrössen-Verteilung. Die Montmorin-Minerale sind westlich des Seegebiets um Bornholm selten und dann allen-

falls bis zu 5% in der Gesamtprobe enthalten. Östlich davon können in vielen Proben jedoch rund 20% erreicht werden. Diese Verteilung gilt übrigens für Sedimente von der Oberfläche wie von Kernen, die meist 2 m, in Ausnahmefällen auch bis 20 m (Bohrungen Kieler Bucht) lang waren. Die Jugendlichkeit, die meist geringe Überdeckung und das nur schwach marine Milieu der Ostsee verhinderten offensichtlich bislang diagenetische

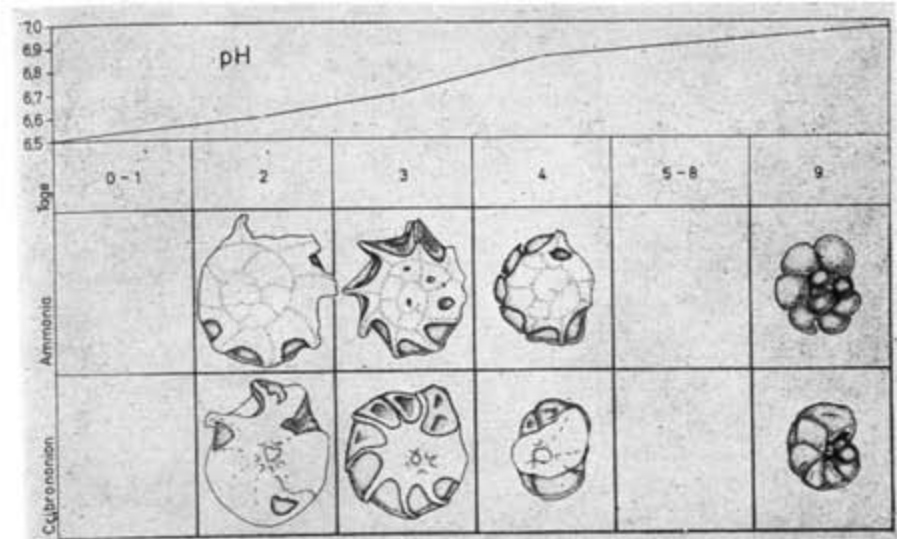


Abb. 15. Graduelle Auflösung von Kalkschaller-Gehäusen. Nach Resig. In jeweils 3 cm³ destilliertes Wasser wurde CO₂ eingebracht, so dass der pH-Wert auf 6,5 fiel. 2 Gehäuse von *Ammonia* und *Cylindronionium* wurden eingelegt und während 9 Tagen beobachtet. Durch die Anlösung der Gehäuse und CO₂-Verlust an die Luft steigt allmählich der pH-Wert wieder auf 7. Trennwand-, Nabelregion- und Innentapeten-Stadien

Veränderungen der Tonminerale, die mit unseren Methoden zu erfassen sind (Vgl. Abb. 16, Proben 2—7).

Naheliegender für die Erklärung dieser unterschiedlichen Verteilung des Montmorins wäre die Annahme, dass das Ausgangsmaterial im Osten reicher an Montmorin ist als im Westen. Zunächst konnten in den anorganischen Schwebstoffen im Oberflächenwasser zwischen Beltén und Gotland keine systematischen Unterschiede des Montmorin-Anteils festgestellt werden. Ein Beispiel gibt Abb. 16, Probe 1. Darüber hinaus kommt aber nach unseren bisherigen Ergebnissen Montmorin im Korngrössenmässig vergleichbaren Ausgangsmaterial im Westen eher häufiger als im Osten vor, wobei wird leider vom östlichen Bereich kaum Angaben haben:

Die präglazialen Sedimente Skandiaviens (Kambrium bis Kreide) enthalten wieder überwiegend Minerale der Glimmer- und Kaolin-Gruppe. Nur selten treten rein kaolinitische, ganz untergeordnet rein illitische Tone auf. Der Montmorin-Anteil ist gering, von spärlichen und dünnen Lagen (z. B. Benthonit im Silur) abgesehen.

Die Tertiärtonne im Bereich der westlichen Ostsee können aber sehr reich an Montmorin- und ähnlich quellfähigen Wechsellagerungsmineralen werden. (Vgl. Abb. 16, Probe 8 und auch Tank, 1963: Unter 2μ rund 30 bis 100% Montmorillonit und bis rund 50% Wechsellagerungsminerale).

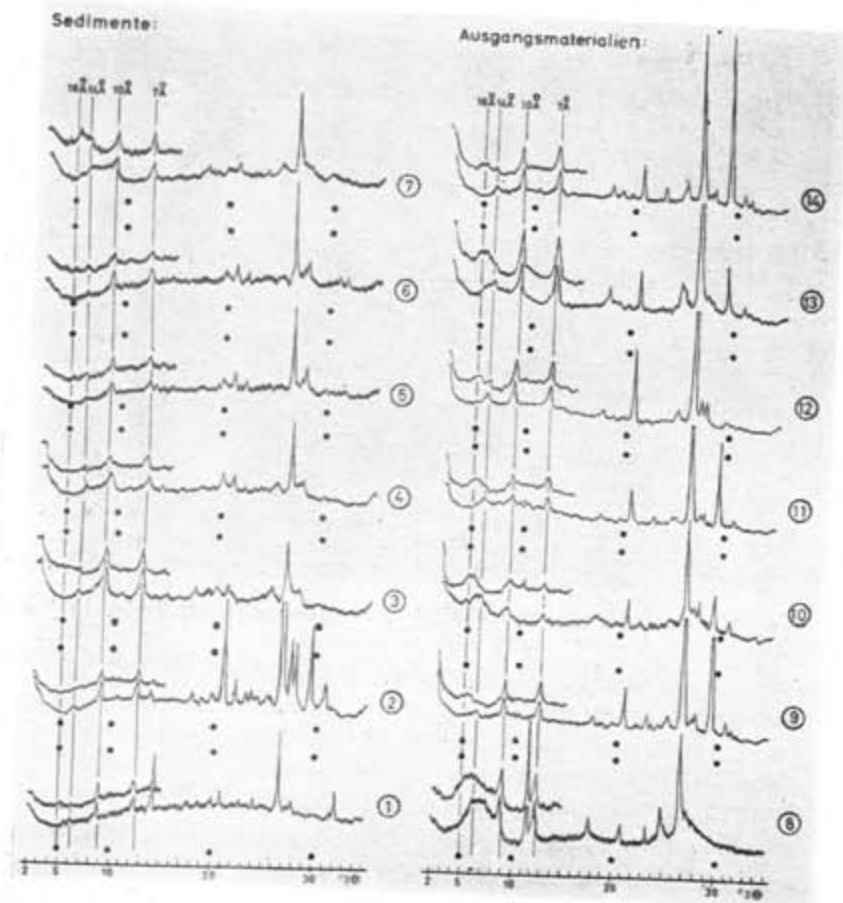


Abb. 16. Röntgen-Texturdiagramme von typischen rezente Ostseesedimenten und deren Ausgangsmaterialien. Nach Krumm. Obere Kurven=jeweils nach Glykolbehandlung

- (1) Schwebstoff-Probe, durch Zentrifugierung des Oberflächenwassers zwischen Fehmarn-Belt und Bornholms-Gaft angereichert. Im wesentlichen $< 2 \mu$.
- (2) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; 177 cm unter Sedimentoberfläche. Gesamtprobe, 70 m Wassertiefe.
- (3) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; 177 cm unter Sedimentoberfläche. Fraktion $< 2 \mu$. 70 m Wassertiefe.
- (4) Kern-Probe SK 3, etwa 10 sm NE Bornholm; Sedimentoberfläche, Fraktion $< 2 \mu$. 70 m Wassertiefe.
- (5) Stechkasten-Probe Os 39 St, etwa Landsort-Tief, 35 cm unter Sedimentoberfläche. Gesamtprobe, 380 m Wassertiefe.
- (6) Stechkasten-Probe Os 39 St, etwa Landsort-Tief, Sedimentoberfläche, Gesamtprobe, 380 m Wassertiefe.
- (7) Greiferprobe E 28 B O, etwa 60 sm NE Gotska Sandön, Sedimentoberfläche, Fraktion $< 2 \mu$. 162 m Wassertiefe.
- (8) Eozäner „Tarras“-Ton, Katharinenhof, Fehmarn; Gesamtprobe.
- (9) Geschiebemergel, Kiel, Fraktion $< 40 \mu$.
- (10) Geschiebemergel, Kiel, Fraktion $< 0,2 \mu$.
- (11) Geschiebemergel, Pelzer Haken, Fraktion $< 40 \mu$.
- (12) Geschiebemergel, Tauchprobe Kieler Buchi, nach Behandlung mit $n/10$ HCl, Fraktion $< 40 \mu$.
- (13) Mariner Ton (Mindel/Riß-Interglazial), Muldsberg bei Itzehoe, Gesamtprobe.
- (14) Glazialer Beckenton, Haithabu bei Schleswig, Gesamtprobe.

Flächen- und mengenmässig sind die jungen Geschiebemergel als Ausgangsmaterial ausschlaggebend. (Abb. 16, Proben 9—12). Wenn in ihnen nicht Schuppen aberranten Materials aufgenommen sind, zeigen sie im bisher untersuchten, westlichen Bereich Schwankungen in den folgenden Grenzen, die jedoch ohne räumliche oder zeitliche Tendenz verteilt sind: Glimmergruppe rund 15—40%, Kaolin-Gruppe rund 5—30%, Chlorite rund 2—10%, Montmorin-Minerale rund 2—20% der Vergleichsproben mit ähnlicher Korngrößenverteilung. Die eher im Westen vorkommenden marinen interglazialen, aber auch einige glaziale wie postglaziale Beckentone können jedoch wieder erhebliche Montmorin-Gehalte erbringen. Anteile bis rund 30% wurden gefunden (Abb. 16, Proben 13 und 14).

Deutung

Vorausgesetzt, dass nicht doch aus dem östlichen Bereich der Ostsee höhere Anteile an Montmorin zugeführt werden, bleibt daher als plausible Erklärung wieder die Wirkung des Tiefenstroms: Die vom Ober-

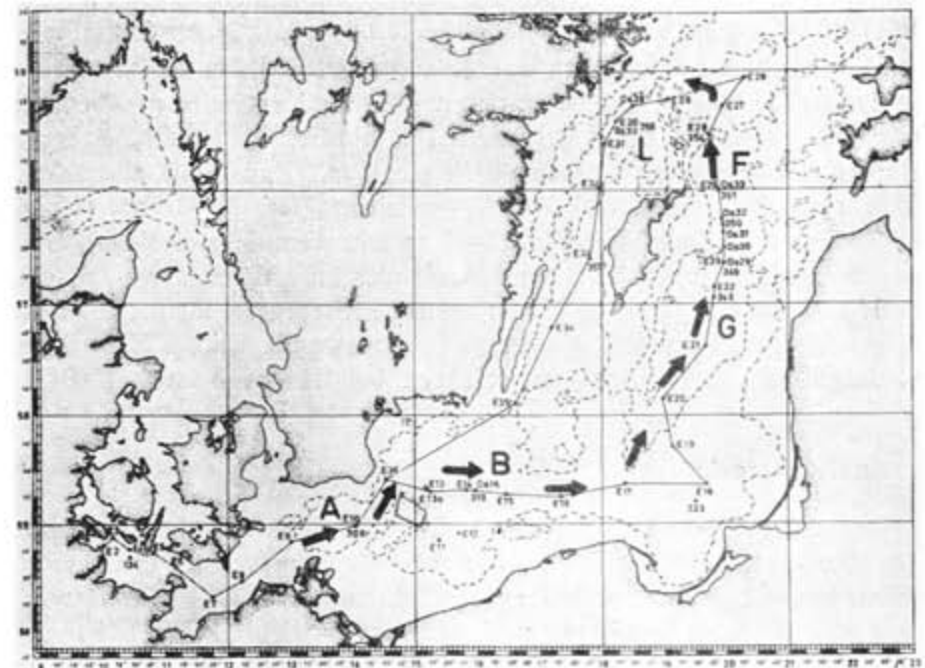


Abb. 17: Stationen für die Untersuchung des Mangan-Haushalts. Die Pfeile zeigen den Weg des Tiefenwassers in das Arkonabecken (A), Bornholmbecken (B), Gotlandbecken (G), Faröetief (F) und Landsorttief (L) an

flächenwasser aufgenommenen Tonminerale gelangen dank ihrer Schwere und der winterlichen Konvektionsvorgänge ins Tiefenwasser. Dort werden sie teilweise — ohne ersichtliche diagenetische Veränderungen — sedimentiert, aber auch offenbar durch Strömungen gelegentlich wieder aufge-

nommen. Nach den durch Whitehouse und Mitarbeitern (s. Seibold 1964, S. 329) ermittelten Sinkgeschwindigkeiten der Tonminerale bzw. ausgeflockten Aggregate und deren Flockungsverhalten ist anzunehmen, dass die Montmorine am längsten in Schwebelag bleiben, also auch am ehesten durch die Tiefwasserströmung nach Osten verfrachtet werden können. (Die Geschwindigkeiten, die dabei auftreten, lassen sich aus den Beobachtungen von Fonselius (1962, S. 40) abschätzen. Der extreme Salzwassereinbruch von 1951 brauchte in seiner Front rund 6 Monate vom Bornholmbecken bis zum Landsorttief. Derjenige von 1959 rund 1 1/2 Jahre. Das würde mittlere Strömungsgeschwindigkeiten von 4—1 cm/sec bedeuten. Maximal, vor allem auf den Schwellen, sind danach erheblich höhere Werte zu erwarten. Ins Gotlandbecken würden auf diese Weise bevorzugt Montmorine gelangen, was deren dortige Anreicherung erklären kann.

DAS TIEFENWASSER UND DER MANGAN-HAUSHALT

Einige geochemische Auswirkungen des nach Osten ziehenden Tiefenwassers sollen zum Schluss behandelt werden. Sie betreffen vor allem das Mangan, dem in der Ostsee in den letzten Jahren schon Manheim (1961) und Gorshkova (1963) ihre Aufmerksamkeit gewidmet haben.

Mit verschiedenen Schiffen wurden von uns 1963/1964 Sedimentproben von der Beltsee bis in das Seegebiet um Gotland auch für geochemische Untersuchungen entnommen (vgl. Abb. 17). Als Geräte dienten die oben erwähnten. Wasserproben wurden durch einen mit Kunststoff ausgekleideten Wasserschöpfer mit 5 l Inhalt gewonnen (Dr. K. Grasshoff-Kiel). Das Tiefenwasser konnte so bis 0,5—1 m über Grund analysiert werden. Das Porenwasser erhielten wir an Bord oder im Laboratorium mit einer von Hartmann (1964 a) beschriebenen Filterpresse, für die bei diesen Untersuchungen Stickstoff als Press-Gas verwandt wurde. Einzelheiten und Angaben zu den Analysenverfahren bei Hartmann (1964 b).

Analysenergebnisse

Das Oberflächenwasser der Ostsee enthält im allgemeinen unter 10 γ Mn/l, meist sogar unter 5, der Bestimmungsgrenze unseres Analysenverfahrens. Dabei handelt es sich um unfiltriertes Meerwasser. Es wurde also Mangan in Lösung und, quantitativ wichtiger, in Suspension erfasst. Vor Japan erhielten ja Ishibashi und and. (1960) 10—14 γ Mn/l, wovon nur 1—3 γ in echter Lösung vorlagen.

Im Tiefenwasser der Ostsee steigen die Werte auf 5—100 γ Mn/l, im stagnierenden Milieu des Gotland-Tiefs, dessen Wasser nach H₂S roch, sogar bis 900 γ /l. Dies sind Werte, wie sie grössenordnungsmässig Mokijevskaja (1961) auch aus dem Schwarzen Meer berichtet.

Der Gehalt des Porenwassers im Sediment ist beträchtlich höher: 670—31800 γ Mn/l. Einige wenige Messungen darin ergaben pH-Wer-

te um 6,8—6,9 und einen Cl-Gehalt von 6,7—8,0%. Oft nimmt das Mangan nach unten ab.

Oberflächenproben aus den Sedimenten haben folgende Maximalgehalte in Gewichtsprozenten Mn: Bornholmbecken 1,00; Gotlandbecken 2,07; Farö-Tief 2,32; Landsort-Tief 3,75, also eine Zunahme von Westen nach Osten. Der Gehalt nimmt normalerweise in den obersten Zentimetern bis Dezimetern des Sediments nach unten ab, zum Teil bis auf 1/10—1/20 des Oberflächenwerts, oft aber nur auf 1/5—1/5. Diese Werte halten sich dann auch in grösseren Tiefen, falls sich das Sediment nicht drastisch ändert. Ausnahmen bilden Kerne aus dem Gotlandbecken und dem Farö-Tief, die ausgezeichnete Feinschichtung im Millimeterbereich zeigen, worauf schon Ignatius (1958) hingewiesen hat. Ein Beispiel bringt die folgende Tabelle.

Tabelle
Sedimentkern aus dem Farö-Tief nach HARTMANN (1964 b)
Wassertiefe 203 m, Entnahme durch Kastenlot

Entnahmetiefe im Sediment (cm)	Sediment	Mn (ppm)	Fe (%)	CaO (%)	C org. (%)
3 — 6	Schlick, schwarz gestreift	8 300	4,98	1,2	3,27
18 — 19	schwarze Streifung	990	5,20	0,8	—
24 — 24,5	grau-grüne u. schwarze Streifen	44 400	4,40	3,2	—
24,5— 24,8	schwarze Streifen	9 900	5,70	3,08	3,64
30 — 30,5	schwarze Lage	16 500	8,51	—	—
30,7— 31,2		17 000	5,50	—	—
34 — 35		—	—	—	10,19
39 — 40		9 320	5,89	—	—
44,5— 44,7	weissliches Doppelband	117 400	4,10	6,2	—
44,4—44,5	weissliches Band	130 000	4,48	6,0	—
44,7— 45,5	dunkler Streifen	15 000	6,84	1,2	6,88
49,8— 50,3	schwarzes Band	40 500	7,77	—	—
56,5— 57,4	schwarzes Band	47 800	9,20	2,9	—
57,6— 58,3	grau-grüner Ton mit schwarzen Flecken	9 170	6,32	1,2	—
58,3— 59	schwarzes Band	20 600	6,70	1,9	—
100 —102	grau-grüner Ton	13 300	5,40	1,4	2,91
137 —137,7	dunkles Band	16 000	5,25	1,6	—
180 —182	grau-grüner Ton	6 610	5,50	1,3	2,71

Zum Vergleich einige Werte aus dem Gotlandbecken (224 m Wassertiefe) nach Gorshkova (1963, S. 204).

0 — 7	toniger Schlick	15 400	5,04	—	—
50 — 55		2 200	6,02	—	—
100 —110		9 400	5,49	—	—

In den Bereich der deutlichsten Feinschichtung steigen die Mn-, Ca- (und auch die Karbonat-) Gehalte, ein Hinweis darauf, dass das Mangan karbonatisch gebunden ist (vgl. auch Manheim 1961). Chemische und röntgenographische Untersuchungen bestätigten dies. Die Lage — 84,4—84,5 cm — mit einem Mn-Gehalt bei 13%! — enthält danach ein mangan-

reiches Mischkarbonat mit der Zusammensetzung $Mn_{56,80} Ca_{25,46} Mg_{9,72} Fe_{8,02} CO_3$.

Der Mn-Gehalt weist aber keinen Trend nach der Tiefe zu auf.

Deutung

Im feinkörnigen Sediment, das bekanntlich meist viel organische Substanz enthält, herrschen schon hart unter der Oberfläche durch bakterielle und sonstige Prozesse reduzierende Bedingungen. Das Mangan liegt deshalb im Porenwasser als gut lösliches Mn^{2+} vor. Damit erklärt sich seine Anreicherung gegenüber dem Meerwasser. Bei geeigneten Bedingungen (pH, CO_2 -Konzentration) kann aus ihm sogar $MnCO_3$ ausfallen.

Enthält das Meerwasser über dem Sediment reichlich Sauerstoff, so wird schliesslich fast alles Mangan zu Mn^{3+} und Mn^{4+} oxydiert und oxydisch oder hydroxydisch gebunden. Diese Verbindungen sind im pH-Bereich des Meerwassers schwer löslich. Sie sind auffallend gehäuft in den schon oft beobachteten dunkelbraunen Krusten, Knollen und Überzügen auf Schwellen oder an den oberen Rändern der Becken, etwa um Bornholm oder auf der Mittelbank südwestlich Gotland.

Die Folge ist ein starker Gradient des Mn-Gehalts vom Porenwasser zum sauerstoffhaltigen Meerwasser und damit ein Anreiz, daß Mangan nach oben diffundiert. Auspressen von Porenwasser durch Setzung und sonstige Strömungsvorgänge mögen dazukommen. An der Sedimentoberfläche fällt es fast völlig aus. Wird neues Sediment aufgelagert, so wird dieser Horizont wieder reduziert, das Mangan gelöst und wieder nach oben verfrachtet. Der Horizont verarmt daran. Durch diese Diffusion erklärt sich das allgemeine Bild der Mangan-Abnahme mit der Tiefe in den obersten Sediment-Schichten. Ein Teil des ins bodennahe Meerwasser gelangenden Mn^{2+} kann jedoch einige Zeit metastabil in Lösung bleiben, bis es kolloidale Manganhydroxyde und Flocken davon bildet. Nach den Untersuchungen von Hem (1963) kann man bei der Lebensdauer des metastabilen Mn^{2+} wohl annehmen, dass es sich um die Grössenordnung von Minuten bis Stunden handelt. Dies kann den generell gegen das Oberflächenwasser höheren Mn-Gehalt des bodennahen Wassers erklären.

Liegt nun über dem Sediment stagnierendes Meerwasser, das also keinen oder wenig Sauerstoff enthält, dafür höhere CO_2 -Gehalte und niedrigere pH-Werte aufweist, so ist in ihm eine höhere Mn-Konzentration zu erwarten (vgl. den Wert für das Gotland-Tief). Deshalb schwächt sich der Gradient Porenwasser/Meerwasser ab. Er wird trotzdem stets vorhanden sein, da wohl im allgemeinen der pH-Wert im Meerwasser immer höher ist als im Porenwasser. Die Folge ist, dass die Diffusion des Mn^{2+} herabgesetzt wird. Es bleibt mehr Mangan im Sediment. Dies erklärt mit die höheren Werte und die nicht vorhandene Abnahme des Mn-Gehalts mit der Sedimenttiefe in den Beckensedimenten. Natürlich kommt hinzu, dass diese Sedimente landfern und tief liegen, so dass der Mn-Gehalt durch klastisches Material weniger verdünnt wird. Verändert sich durch einen

Salzwassereinbruch vorallem der Sauerstoffgehalt, so werden sich der Manganentzug des Porenwassers durch Diffusion und die Anreicherung an der Sedimentoberfläche gleichfalls ändern. Wir glauben, damit die lagenweisen hohen Schwankungen des Mn-Gehalts in den Becken-Kernen (vgl. Tabelle) erklären zu können. Ob zusätzlich jahreszeitliche Einflüsse die Millimeter-Feinschichtung beeinflussen (Ignatius, 1958) oder die Schwankungen des Abflusses aus dem Festland (Gorshkova, 1963), mag vorläufig noch dahingestellt bleiben.

Damit ist die Frage der Herkunft des Mangans in den Ostsee-Sedimenten gestellt. Sicher gelangt der grösste Teil zunächst in Ionen- oder kolloidaler Lösung und als oxydische Haut um klastisches Material mit den Flüssen in die Ostsee. Hinzu tritt der Beitrag des durch die Wasserbewegungen aufgearbeiteten prätorinazeitlichen Untergrunds. Das von der Nordsee einströmende Tiefenwasser wird eine zusätzliche Quelle sein.

Das Mangan kommt indessen in den in der Ostsee relativ ausgedehnten Flachwasserbereichen nicht völlig zur Ruhe. In ihnen wird laufend aus dem Sediment herausdiffundiertes metastabiles Mn^{2+} zur Verfügung gestellt, was nicht sofort oxydiert und ausgefällt wird. In vielen Schritten der Oxydation/Reduktion und des Transports kann es in das Tiefenwasser gelangen, zuletzt suspendiert als Hydroxydflocken. Mit dessen Strömung nach Osten wandert Mangan von Becken zu Becken, bis es im Tiefsten nach den auch dort möglichen Lösungs- und Fällungsprozessen abgelagert wird. Verluste durch Tiefenwasser, das an den Küsten Finnlands gelegentlich aufsteigt, sind natürlich möglich.

Neben der Landferne und der herabgesetzten Wirkung der Diffusion aus dem Sediment ist diese Zufuhr von Mangan für die hohen Gehalte in der Gotlandmulde verantwortlich. Die Verteilung des Mangans in den Kernen dieses Gebiets wird also über die Tiefwasserströme durch den Grossen Belt ferngesteuert: 1) Sie führen zusätzliches Mangan vom Westen zu. 2) Sie regen die Diffusion aus dem Sediment für den Zeitabschnitt an, in dem der Sauerstoff nicht völlig verbraucht ist, tragen also zu einer diagenetischen „Schichtung“ bei. 3) Diese Sauerstoffverarmung ist aber die Regel, so dass insgesamt das Sediment durch Diffusion nicht so stark verarmt wie im Flachwasserbereich.

Verhalten des Eisens

Das unter den gegebenen chemischen Verhältnissen weniger mobile Eisen soll kurz behandelt werden, da es die geschilderten Zusammenhänge nur abgeschwächt wiedergeben kann. Zudem wird es im Sediment meist sofort als wenig lösliches Sulfid fixiert, was beim viel leichter löslichen Mangansulfid nur unter extremen Bedingungen möglich erscheint. Die Sedimente enthalten in den westlichen Becken an der Oberfläche 3—5, in den östlichen 5—7% Fe. In den Kernen des Gotlandbeckens (vgl. Tabelle) schwankt der Eisengehalt — in den Grenzen von rund 1:2 — gleichfalls

lagenweise, allerdings ohne klare Beziehung zum Mangangehalt, der sich in den Grenzen von rund 1 : 100 (!) verändert. Im Porenwasser ist grössenordnungsmässig nur $1/10$ des gelösten Mangans vorhanden.

Einige geologische Folgerungen

Auf dem Ostseeboden mit seinen Sedimenten und Organismen wirken sich unter anderem die im Vorigen geschilderten hydrologischen Prozesse, Tiefwassereinstrom und mittlere Lage der Sprungschicht aus. Beide werden heute durch das Klima und einzelne Wetterlagen bei vorgegebener Morphologie des Grossen Belts gesteuert. Ein guter Teil der 420 000 qkm Sedimentoberfläche werden also von dieser flächenmässig völlig unbedeutenden Meerenge im wörtlichen Sinn beeinflusst: Flächenhafte Verbreitung von Typen der Korngrössenverteilung, lineare Sedimentationsvorgänge in Rinnen, für die Foraminiferenfaunen horizontale und vertikale Unterschiede, wobei letztere indirekt, vielleicht aber auch direkt mit dem teilweise hydrologisch gesteuerten Sedimentcharakter zusammenhängen, Tonmineralverteilung, geochemische Prozesse wie der Transport von Mangan. Vom Grossen Belt ausgehende Änderungen im Ostseewasser führen zu Unterschieden in Sedimentkernen, etwa in den Mikrofaunen, im Mangangehalt, in diagenetischen Effekten, also zu einer Art Schichtung. Diese Schichtung hängt u. a. mit den Salzwasser-Einbrüchen zusammen, die aus einem recht komplizierten Wechselspiel verschiedenster Faktoren und aus fast „zufälligen“ Wetterlagen resultieren. Deshalb ist auch aus den bisherigen, fast 50 Jahre kontinuierlich durchgeführten Messungen keine Periodizität abzulesen: Für das Bornholmbecken (fett gedruckt auch für das Gotlandbecken) gibt Fonselius (1962) folgende Jahre mit Salzwassereinbrüchen an: ? — 1903 — 1907 — 1909 — 1912 — Kriegslücke — 1926 — einige kleinere Einbrüche — 1934 — 1937 — Kriegslücke — 1948 — 1951 — 1959. Wetterlagen, die sich alle paar Jahre und bisher aperiodisch wiederholen, können also hier Ursache für Schichtungseffekte sein. Dies aber unter Ausschluss jeglicher tektonischer Änderungen.

Gehen wir weiter in die Vergangenheit zurück, so haben sich mit Sicherheit die klimatischen Verhältnisse verändert, vielleicht schon im Mittelalter hinsichtlich der genannten Wetterlagen. Dazu aber treten selbst unter Ausklammerung des eustatischen Anstiegs des Meeresspiegels komplizierend die Krustenbewegungen. Meerengen werden bevorzugt in tektonisch labilen Bereichen liegen und selbst der Grosse Belt mit seiner Lage am Rand des Skandinavischen Schields gehört dazu. Es ist nicht anzunehmen, dass sich seine Umgebung kontinuierlich senkte oder hob, wenn auch die weitflächig und für grosse Zeitabschnitte ermittelten Hebungsisolypsen Skandinaviens dies suggerieren. Differentielle Schollentektonik wird zudem hier immer beteiligt sein.

Tritt also in geologischen Zeiträumen Senkung an der Meerenge ein, so wird der Tiefwassereinstrom wirksamer, der Salzgehalt höher, die Stag-

nation herabgesetzt, die Verhältnisse dem offenen Meer ähnlicher. Tritt Hebung ein, so süsst unser Nebenmeer aus, werden die tieferen Teile in höherem Mass euxinisch usw. In unserem Fall würden schon minimalste Meterbeträge, von solchen Verstellungen selbst in dem hier leicht erodierbaren Untergrund genügen, um Folgen für die Sedimente und Organismen über 1 000 km Ostsee-einwärts auszulösen.

Der Grosse Belt, der unter fossilen Verhältnissen so ungemein schwer erhaltbar und auch zu finden wäre, führt einem als Geologen vor Augen, wie schwer die Deutung der Faunen, Sedimente und deren Schichtung in den Teilbecken etwa des Unteren und Oberen Jura, des Wealden, der Unterkreide in Mitteleuropa ist.

LITERATURVERZEICHNIS

- BAKKER, J. P.: 1958. Küstenentwicklung und prähistorische Besiedlung in den Niederlanden.—Sitz. ber. Phys. Med. Sozietät Erlangen. Bd. 78, 1955—1957, S. 102—127.
- BARNER, U.: 1964. Untersuchungen an Sedimenten vom Südausgang des Grossen Beltes.—Diss. Kiel, 98 S.
- DIETRICH, G.: 1950. Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage.—Kieler Meeresforsch. Bd. 7, S. 35—69.
- FONSELIUS, S. H.: 1962. Hydrography of the Baltic Deep Basins.—Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rept. 13, 41 S.
- GORSHKOVA, T. I.: 1960. Die Sedimente der Ostsee (russ.).—Tr. Wses. n.-i. in-ta Morsk. Ryby. Ch-wa i Okeanogr. Bd. 42, S. 19—37.
- GORSHKOVA, T. I.: 1963. Die Bodenablagerungen der Ostsee. (Russ.)—Baltica. Bd. 1, S. 189—210.
- HARTMANN, M.: 1964 (a). An Apparatus for the recovery of interstitial water from recent sediments.—Deep Sea Research. (Im Druck).
- HARTMANN, M.: 1964 (b). Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee.—Meyniana, Bd. 14. (Im Druck).
- HEM, J. D.: 1963. Chemical equilibria and rates of manganese oxydation.—U. S. Geol. Survey Water Supply Paper, 1667—A, 64 S.
- IGNATIUS, H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea.—Bull. de la commission géologique de Finlande. Bd. 180, S. 135—145.
- ISHIBASHI, M., SHIGEMATSU, T., NISHIKAWA, Y.: 1960. Determination of Manganese in Sea-Water.—Records Oceanogr. Works in Japan. Bd. 5, 2, S. 63—65.
- JOSEPH, J.: 1955. Extinction Measurements to indicate Distribution and Transport of Water Masses.—Proc. U.N.E.S.C.O. Symp. Phys. Oceanogr. S. 59—75.
- KOGLER, F. C.: 1963. Das Kastenlot.—Meyniana, Bd. 13, S. 1—7.
- LUTZE, G. F.: 1964. Zum Färben rezenter Foraminiferen.—Meyniana, Bd. 14, (Im Druck).
- MANHEIM, F. T.: 1961. A geochemical profile in the Baltic Sea.—Geochim. et Cosmochim. Acta. Bd. 25, S. 52—70.
- MOKIJEVSKAJA, V. V.: 1961. Mangan im Wasser des Schwarzen Meeres. (Russ.)—Doklady Akad. Nauk. SSSR. Bd. 137, S. 1445—1447.
- PRATJE, O.: 1948. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente.—Dt. Hydrogr. Z. Bd. 1, S. 45—61.
- SEGERSTRALE, S. G.: 1957. Baltic Sea.—Int. Geol. Soc. America, Memoir 67, Bd. 1, S. 751—800.
- SEIBOLD, E.: 1963. Geological investigation of nearshore sand transport.—In: SEARS, M. (Hsg.): Progress in Oceanography. Bd. 1, S. 1—70.

- SEIBOLD, E.: 1964. Das Meer.— In: Brinkmann, R., Lehrbuch der Allgemeinen Geologie. Bd. 1, S. 280—500.
- TANK, R. W.: 1963. Clay mineralogy of some Lower Tertiary (Paleogene) Sediments from Denmark.— Danmarks Geol. Unders. 4. Reihe, Bd. 4, 9, 45 S.
- WERNER, F. W.: 1964. Sedimentkerne aus den Rinnen der Kieler Bucht.— Meyniana. Bd. 14, (Im Druck).
- WYRTKI, K.: 1950. Über die Beziehungen zwischen Trübung und ozeanographischem Aufbau.— Kieler Meeresforsch. Bd. 7, S. 87—107.
- WYRTKI, K.: 1953 u. 1954. Die Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt. I u. II.— Kieler Meeresforsch. Bd. 9, S. 155—170 und Bd. 10, S. 162—181.
- WYRTKI, K.: 1954. Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951.— Kieler Meeresforsch. Bd. 10, S. 19—25.

[Manuskript eingegangen: 23.10.1964]

THE ROLE OF THE GREAT BELT FOR THE RECENT SEDIMENTATION IN THE BALTIC SEA

by

EUGEN SEIBOLD

SUMMARY

The Baltic, the model of a sea in the humid realm, is connected to the open ocean essentially through the Great Belt. Through it, dense saline deep water penetrates inward, light surface water flows outward. A density discontinuity layer separates the two types.

Salt water inflow and discontinuity layer are effective in geologically important ways: The inflow can, in the Great Belt and in the connecting channels, plane off the substratum and erode it further through the deepening of grooves (Fig. 8), can move at least fist-sized cobbles, and transport sand southward in the Great Belt (Fig. 9). Typical grain-size distribution of the sediments there allow conclusions to be drawn concerning the type of water movement (Figs. 2—7). The deep water flows only occasionally over the Darsser Sill into the adjoining basins as a salt-water invasion (Fig. 17). This causes sharply defined differences between the foraminiferal fauna of the Belt Sea and the remainder of the Baltic Sea (1963: 9—12 in contrast to 5 living species) (Fig. 13). Such invasion periods have up to now been verified by foraminifera from cores from the Arkona Basin (Fig. 14). Diagenetic solution of tests, as may easily be imitated by experiment (Fig. 15), is not involved. Moreover, the deep current transports clay minerals, apparently preferably montmorillonite and manganese hydroxides into the Gotland Basin in suspended form. This can explain the enrichment of montmorillonite (Fig. 16) and manganese there.

If through such invasions the stagnation in the water of the basinal deeps is interrupted, then a „manganese layering“ is formed through dia-

genetic processes (compare Table). The less mobile iron allows little or no recognition of this type of relationship.

The discontinuity layer appears to be very closely related to the upper mud boundary in the Baltic (Fig. 10). It is also a boundary for the foraminiferal fauna, indeed even for the morphology of *Cribronion excavatum* (= *Elphidium seteyense*) (Fig. 11), even though this form, especially, is apparently tolerant of fluctuations in temperature and salinity (seasonal development Fig. 12).

Some geological conclusions will be drawn from these findings.

ЗНАЧЕНИЕ БОЛЬШОГО БЕЛЬТА ДЛЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

Э. ЗЕЙБОЛЬД

РЕЗЮМЕ

Балтийское море, типичное окраинное море гумидной зоны, соединяется с открытым морем преимущественно через Большой Бельт. Через него внедряется в Балтику тяжелая, соленая глубинная вода, а легкая, поверхностная вода вытекает. Эти два вида воды разделяются слоем скачка плотности.

Входное течение соленой воды и слой скачка в геологическом отношении имеют важное значение: входное течение в состоянии производить площадной смыв дна и углублять впадины в Большом Бельте и прилегающих желобах (ринах). Оно может перемещать гальку по крайней мере величиной с кулак и транспортирует песок по Большому Бельту на юг (рис. 9). Типичное для этих отложений гранулометрическое распределение позволяет судить о характере движения воды (рис. 2—7). Глубинная вода иногда только переливается через порог Дарсса в соседнюю котловину (рис. 17). Этим обусловлена резкая разница в фауне фораминифер между морем Бельта и остальной частью Балтики (1963: 9—12 по сравнению с 5 живущими сейчас видами) (рис. 13). Периоды таких вторжений глубинных вод установлены пока только по фораминиферам в кернах осадков Арконской котловины (рис. 14). Диагенетическое растворение раковин, что легко воспроизвести экспериментально (рис. 15) в данном случае должно быть исключено. Кроме того, глубинное течение переносит во взвешенном состоянии в Готландскую котловину минералы глин, видимо, в основном, монтморининовые минералы и гидроокиси марганца, чем и объясняется накопление монтмориллина (рис. 16) и марганца в данном месте. Как только вторжение глубинных вод нарушает стагнацию вод в глубочайших частях дна этой котловины, тотчас, благодаря диагенетическим процессам, в осадках появляется «марганцевая стратификация». (срв. таблицу). По менее под-

вижному железу подобного рода взаимосвязи выступают хуже или совсем отсутствуют.

Слой скачка плотности в Балтийском море кажется тесно связан с верхней границей распространения ила (рис. 10). Он является также слоем раздела для фаун фораминифер, даже для морфологии хотя бы вида *Cribronion excavatum* (*-Elphidium selseyense*) (рис. 11), несмотря на то, что именно эта форма является очень толерантной по отношению к колебаниям температуры и солености воды (о годичном пути развития см. рис. 12). Исходя из вышеизложенных фактов, делаются некоторые геологические заключения.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПЕСЧАНОГО МАТЕРИАЛА ПО ФОРМЕ ЗЕРЕН В ПРИБРЕЖНО-МОРСКИХ УСЛОВИЯХ

В. Г. УЛЬСТ, Рига

Значение анализа формы песчаных зерен для литолого-фациальных и палеогеографических исследований до сих пор остается неясным. Так, например, В. Х. Твенхофел (Twenhofel, W., 1945) считал использование признака окатанности зерен для определения условий отложения данного осадка методически неверным, Л. Б. Рухин (1963) — весьма ограниченным, в то время как В. И. Попов (1963), И. Моравский (Morawski, J., 1955), наоборот, рекомендуют широко использовать этот признак для определения генезиса песчаных отложений.

Для решения рассматриваемого вопроса большую роль играет исследование окатанности песчаных зерен в осадках различных фациальных обстановок современной геологической эпохи. Имеющиеся примеры таких исследований характеризуются, к сожалению, слабой увязкой результатов определения окатанности зерен с общими особенностями динамики движения песчаных масс (Carthy, Mc., 1933; Russel, R., a. Taylor, R., 1937; Morawski, J., 1955 и др.). Поэтому даже для таких обстановок как прибрежная зона моря и русло реки до сих пор не установлено основных закономерностей распределения зерен по степени окатанности и не имеется ясного представления, какие же из действующих факторов являются ведущими и определяют изменения окатанности по ходу потоков обломочного материала.

Как известно, в потоках обломочного материала сложно переплетается ряд одновременно протекающих процессов: дифференциация частиц по размеру, удельному весу и форме, физическое разрушение частиц (дробление, обкалывание, истирание) и выветривание. Понятно, что в зависимости от типа потока обломочного материала (вдольбереговой морской, эоловой, русловой и т. п.), крупности частиц, их вещественного состава и климатических условий, эффективность каждого из перечисленных процессов будет разная.

При литолого-фациальных и палеогеографических исследованиях обычно изучается окатанность кварцевых зерен диаметром менее 0,5 мм, поэтому наиболее важным является выяснение интенсивности и закономерностей хода двух процессов: физического разрушения зерен

и дифференциации последних по форме. На процессах механической и минералогической дифференциации, освещенных в обширной литературе, останавливаться здесь нет необходимости.

Изучение скорости истирания песчаных частиц затруднено из-за сложности постановки природных наблюдений, совершенных в методическом отношении. Судя по экспериментальным данным (Thiel, G., 1940; Kuepen, Ph., 1959), наиболее распространенные кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески диаметром менее 0,5 мм не могут достичь высокой степени окатанности в течение одного цикла транспортировки и седиментации как в условиях речного потока, так и прибрежной полосы моря. Что касается дифференциации песков по форме зерен, то из небольшого числа имеющихся работ, среди которых наиболее известны исследования Р. Рассела и Р. Тейлора (Russel, R. a Taylor, R., 1937) по аллювию р. Миссисипи и К. Мак-карти (Carthy, Mc., 1933) по пескам пляжей Атлантического побережья США, вытекает только один вывод: окатанность кварцевых зерен ухудшается по ходу потоков обломочного материала.

К. Мак-карти объясняет это тем, что песчинки неправильной формы и с шероховатой поверхностью в процессе движения вдоль берега опережают более округленные и гладкие, так как при движении во взвешенном состоянии первые позже выпадают на дно. Аналогичную оценку результатов указанных исследований дает Р. Рассел (Russel, R., 1939), который справедливо отмечает, что все изменения обломочного материала, связанные с уменьшением размеров и степени окатанности зерен, нельзя приписывать только истиранию. Сортировка, сопутствующая перемещению, может явиться в этом процессе определяющим фактором.

Побережье юго-восточной Балтики является благоприятным объектом для изучения процессов дифференциации песчаного материала в условиях прибрежного мелководья. Здесь на протяжении более 400 километров, от мыса Таран до мыса Колка, прослеживается Восточно-балтийский вдольбереговой поток наносов, мощность которого измеряется сотнями тысяч кубических метров в год (Кнапе Р., 1952).

Изучение окатанности прибрежных песков было проведено в районе между мысом Таран и портом Лиепая, протяженность которого составляет около 230 километров.

Как видно на рис. 1-А, по характеру динамики здесь выделяется три типа берега: абразионный, динамического равновесия и аккумулятивный. Абразионным является высокий обрывистый берег Самбийского полуострова, где размыву подвергается в основном морена рисского оледенения и в меньшей степени кварцево-глауконитовые олигоценовые пески. Значительную абразию испытывает также низменный песчаный бе-

рег корневой части косы Куршю нерия, которая причленяется к Самбийскому полуострову у г. Зеленоградска.

Остальные два типа берега — динамического равновесия и аккумулятивный — с первого взгляда сходны, так как представляют собою низменный берег с песчаным пляжем, который окаймляется авандюнами. При детальном изучении можно обнаружить, что участки берега.

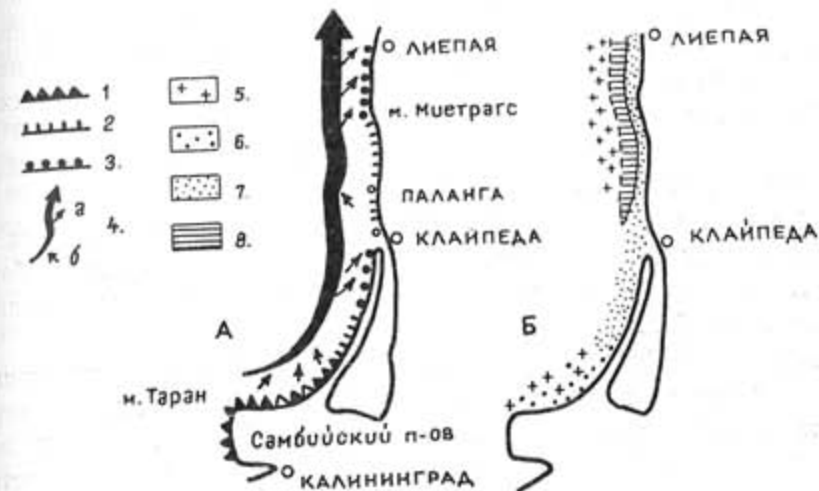


Рис. 1. Динамика берегов (А) и распределение осадков на прибрежном мелководье (Б) Балтийского моря между мысом Таран и портом Лиепая: 1 — абразионный берег, 2 — берег в состоянии динамического равновесия, 3 — аккумулятивный берег, 4 — вдольбереговой поток наносов (а — выпадение наносов из потока; б — поступление наносов в поток), 5 — скопление валунов и крупной гальки, 6 — среднезернистые пески, гравий, галька, 7 — мелкозернистые пески, 8 — алевропески и алевриты

находящиеся в состоянии динамического равновесия, характеризуются чередованием периодов размыва и нарастания авандюнов. Пляж на таких участках более узкий, чем на аккумулятивных, в составе пляжевых накоплений значительную роль играют среднезернистые пески и галька.

Для аккумулятивных берегов характерен более или менее быстрый темп накопления песка, выражающийся в обмелении прибрежной полосы дна, росте авандюнов и выдвигании пляжа, который целиком слагается мелкозернистым песком.

На подводном склоне (прибрежном мелководье) грубые пески, галька, валунная отмостка, образующая широкий бенч, распространены, главным образом, в южной части исследуемого района (Самбийский полуостров). Мелкие пески наиболее широко развиты на подводном склоне косы Куршю нерия. На севере — между портом Клайпеда и портом Лиепая — доминируют алевриты и алевро-пески. В нижней части подводного склона перечисленные осадки сменяются широкой полосой скопления гальки и валунов. Эти остаточные продукты размыва ледниковых отложений распространяются до глубин, где воздействие волновых движений на дно ничтожно (рис. 1-Б).

Как известно, движение обломочного материала в прибрежной зоне моря представляет собою очень сложное сочетание продольного и поперечного перемещения относительно направления береговой линии (Зенкович В., 1962). Результаты изучения побережья юго-восточной Балтики (Кнапс Р., 1952; Ульст В., 1963) показали, что при небольших уклонах дна и мелкозернистом составе преобладающей массы обломочного материала, вдольбереговое перемещение последнего наиболее активно происходит на подводном склоне у внешнего края широкой полосы забурунивания волн. При этом главным фактором продольного переноса материала являются вдольбереговые штормовые течения, подхватывающие взмученные волнами со дна облака песка и алеврита. В направлении к берегу интенсивность вдольберегового перемещения обломочных частиц затухает.

Под влиянием преобладающего направления волн и штормовых течений результирующее перемещение обломочного материала вдоль берега — поток наносов прослеживается от мыса Таран к порту Лиепая и далее до мыса Колка.

У берегов Самбийского полуострова и корневой части косы Куршюнерия поток наносов ненасыщен, имеет небольшую мощность и питается продуктами размыва пород, слагающих береговую уступ (морена, пески). Против средней части косы ненасыщенность потока уменьшается, а у ее дистального окончания он характеризуется слабым пресыщением и заметным увеличением мощности. На участке порт Клайпеда — мыс Миетрагс поток снова становится ненасыщенным, однако интенсивных размывов берега здесь не происходит, так как в приурезовой полосе дна широко развита валунная отмостка¹. Мощность потока наносов на этом участке значительно возрастает. Далее от мыса Миетрагс до южного мола порта Лиепая поток пресыщен, и здесь осаждаются преобладающая часть материала, поступающего с юга.

Указанные изменения насыщенности вдольберегового потока наносов в конечном счете регулируются изменениями его емкости. Это значит, что на участках недосыщения потока, где берег абрадируется или находится в состоянии динамического равновесия, вдольбереговое перемещение обломочного материала на подводном склоне ускоряется, а на участках пресыщения, где берег аккумулятивный, — замедляется (Ульст В., 1963).

Ход механической дифференциации на подводном склоне, при вдольбереговом перемещении обломочного материала, в общих чертах сводится к следующему. От берегов Самбийского полуострова и корневой части косы Куршюнерия к северу быстро выносятся алеврит, мелкозернистый песок и медленно более крупные песчаные фракции. На подводном склоне средней и дистальной части косы мелкопесчаный материал частично осаждаются, в то время как основная масса алевритовых

* В масштабе карто-схемы на рис. 1-А не отражается.

частиц не задерживаясь проносятся мимо и накапливаются преимущественно в районе между мысом Миетрагс и портом Лиепая (рис. 1-Б).

Движение обломочного материала в поперечном направлении относительно береговой линии на подводном склоне сочетается с продольным. На пляже поперечное перемещение доминирует, так как продольное ничтожно из-за сильной рефракции волн, подходящих к берегу. В целом, в соответствии с известными закономерностями, для участков абразии характерна тенденция массового движения обломочных частиц вниз по подводному склону, а для аккумулятивных — наоборот. Участки берега, находящиеся в состоянии динамического равновесия, в этом отношении более близки к абразионным. Это видно по сходству крупности пляжевых накоплений и режима вдольберегового перемещения песка на подводном склоне на участках абразии и динамического равновесия.

Таковы главнейшие особенности динамики берегов и движения обломочного материала в исследуемом районе. Более подробно эти вопросы рассмотрены в работе автора 1963 года (Ульст, В., 1963).

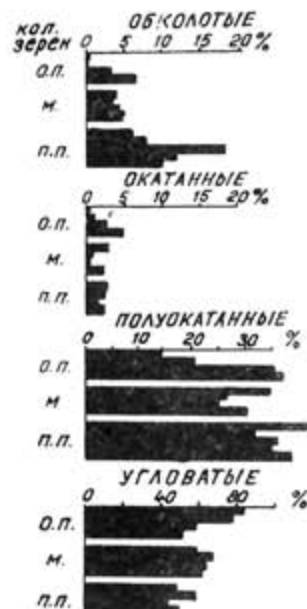
* *
*

Окатанность кварцевых зерен изучалась для фракций 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм песков пляжа и подводного склона. Определение степени окатанности производилось под бинокулярной лупой с выделением окатанных, полуокатанных угловатых и расколотых зерен. Процентное соотношение последних вычислялось после подсчета 400 зерен.

Образцы песков пляжа отбирались на участках с различной динамикой берега в виде средних проб из 5—6 закопшек, вырытых поперек пляжа на глубину 0,5—0,8 метра. На этих же участках в направлении, примерно перпендикулярном береговой линии, производились промеры глубин и отбор проб осадков подводного склона. Орудием сбора при этом служил дночерпатель системы Петерсена, который захватывал слой осадков мощностью до нескольких дециметров.

Рассмотрим сначала результаты изучения песков пляжа. Если сравнить окатанность кварцевых зерен фракции 0,5—0,25 мм песков пляжа Самбийского полуострова с окатанностью зерен аналогичной фракции морен и олигоценых песков, которые здесь же размываются и служат источником материала пляжевых накоплений, то можно заметить следующую разницу. В пляжевых песках по сравнению с мореной и олигоцеными песками наблюдается небольшое увеличение обколотых, полуокатанных и заметное уменьшение количества угловатых зерен (рис. 2). С первого взгляда это свидетельствует о слабом истирании кварцевых зерен на пляже, которое приводит к улучшению степени их окатанности. Однако если проследить изменения окатанности по ходу вдольберегового потока наносов, то обнаруживается картина, совершенно противоречащая сделанному выводу.

Как видно на рис. 3, процентное содержание угловатых и полуокатанных зерен кварца в песках пляжа изменяется в соответствии с изменениями динамики берега: на участках абразии и динамического равновесия количество угловатых зерен понижается, а на участках аккумуляции резко возрастает. Изменения процентного содержания полуокатанных зерен имеют обратный характер.



о.п. — олигоценные пески
м. — морена
п.п. — пляжеские пески

Рис. 2. Окатанность кварцевых зерен фракции 0,5—0,25 мм в морене, олигоценных песках и песках пляжа Самбийского полуострова

сти зерен разной окатанности обуславливает преимущественное накопление на пляже частиц угловатой формы.

Реальность описанного процесса подтверждают результаты изучения окатанности песчаных зерен на подводном склоне. На рис. 4 показано изменение процентного содержания угловатых и полуокатанных зерен кварца фракции 0,5—0,25 мм в зависимости от глубины воды, то есть удаленности от берега. На трех первых графиках виден ход этого изменения по отдельным профилям у берегов с разным характером динамики.

В песках, выстилающих подводный склон одного из абразионных участков берега, количество угловатых зерен возрастает с увеличением глубины воды от 20 до 40%; процент полуокатанных зерен в этом же направлении несколько уменьшается (рис. 4-а). На произвольно выбранном профиле аккумулятивного берега, наоборот, наблюдается понижение количества угловатых и повышение количества полуокатанных зерен с удалением от береговой линии (рис. 4-в).

Отмеченную закономерность можно объяснить только разной транспортабельностью во взвешенном состоянии зерен разной степени окатанности. Материалы природных наблюдений показывают, что на пляже под действием прибойного потока частицы диаметром менее 0,5 мм перемещаются главным образом во взвешенном или полувзвешенном (сальтация) состоянии. Осаждение окатанных и полуокатанных зерен происходит при этом быстрее, чем угловатых. Поэтому на участках абразии и динамического равновесия, где преобладает тенденция перемещения мелкообломочного материала от берега вниз по подводному склону, зерна угловатой формы гораздо быстрее выносятся с пляжа, чем окатанные и полуокатанные. В результате содержание последних на пляже возрастает.

На аккумулятивных участках берега, характеризующихся массовым движением обломочных частиц вверх по подводному склону, это же различие транспортабельности

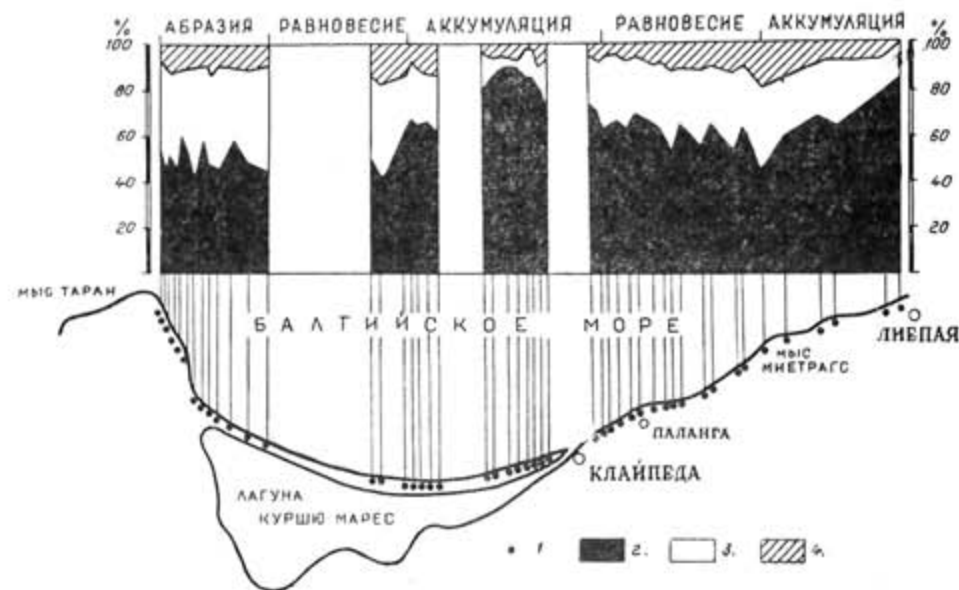


Рис. 3. Изменения окатанности кварцевых зерен на пляже Балтийского моря между мысом Таран и портом Лиепая (фракция 0,5—0,25 мм)
1 — точки сбора образцов, 2 — процентное содержание угловатых зерен, 3 — тоже полуокатанных, 4 — окатанных и обломочных

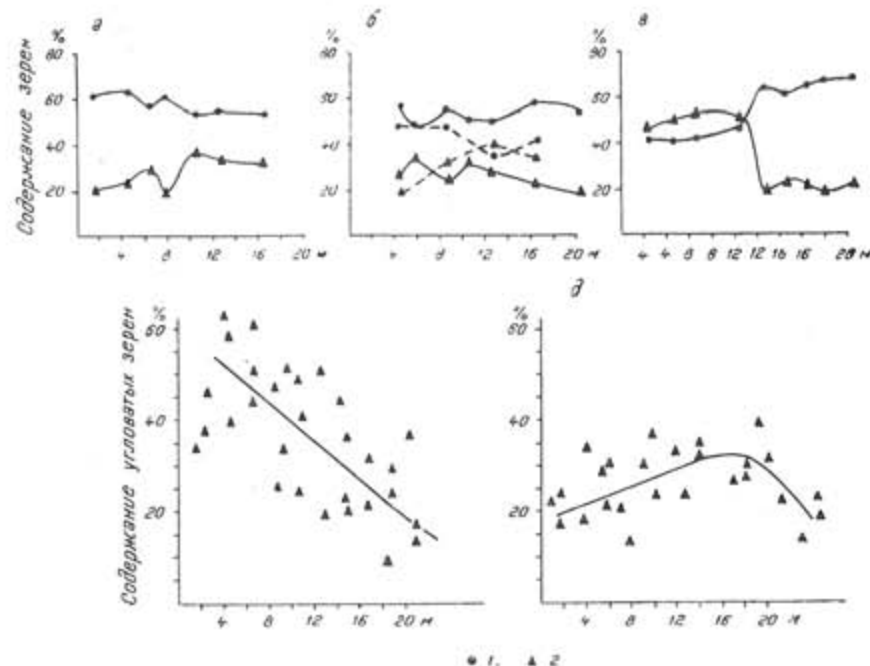


Рис. 4. Зависимость содержания угловатых и полуокатанных зерен кварца от глубины воды в песках подводного берегового склона между мысом Таран и портом Клайпеда (фракция 0,5—0,25 мм)

а — на профиле подводного склона абразионного берега, б — на двух профилях подводного склона берега типа динамического равновесия; в — на профиле подводного склона аккумулятивного берега; г — зависимость содержания угловатых зерен кварца от глубины воды в песках подводного склона по данным анализе всех образцов с аккумулятивного участка косы Куршю-нерия, д — тоже для абразионных участков Самбийского полуострова и керновой части косы, 1 — полуокатанные зерна кварца, 2 — угловатые

Для берега типа динамического равновесия на рис. 4-б показано количественное распределение зерен разной окатанности по двум профилям, расстояние между которыми около 20 километров. На одном из профилей это распределение сходно с распределением на профиле подводного склона абразионного, а другом — аккумулятивного берега.

Закономерность явления, отражаемого на рис. 4-а, б, в, подтверждают два сводных графика, на которых зависимость процентного содержания угловатых зерен от глубины воды показана по данным анализов всех образцов, собранных на подводном склоне абразионных участков берега Самбийского полуострова и аккумулятивного участка косы Куршю-нерия (рис. 4-г, д).

Несмотря на разброс точек на рис. 4-г ясно видна тенденция возрастания количества угловатых зерен с уменьшением глубины воды у аккумулятивного берега. На подводном склоне абразионных участков количество угловатых зерен по мере увеличения глубины сначала резко возрастает, а затем несколько понижается (рис. 4-д). Очевидно, что первый график отражает процесс преимущественного выноса угловатых частиц (как более транспортабельных во взвешенном состоянии, чем полуокатанных) с подводного склона на пляж, а второй — с пляжа на подводный склон.

В исследуемом районе поперечное перемещение обломочного материала относительно направления берега доминирует, как указывалось выше, только на пляже. На подводном склоне это перемещение сочетается с продольным, причем последнее здесь преобладает (исключение составляет приглубый берег Самбийского полуострова).

О дифференциации по форме зерен при вдольбереговом перемещении песка можно судить по карто-схемам количественного распределения на подводном склоне зерен разной степени окатанности. На рис. 5 и 6 показано распределение угловатых зерен диаметром 0,5—0,25 и 0,25—0,1 мм на подводном береговом склоне Балтийского моря между мысом Таран и портом Клайпеда. Распределение полуокатанных зерен имеет обратный характер по сравнению с угловатыми, содержание в песках окатанных и обколотых зерен незначительно. Поэтому для выяснения рассматриваемого вопроса вполне достаточен анализ приводимых карто-схем.

Как видно на рис. 5, содержание угловатых зерен кварца во фракции 0,5—0,25 мм на большей части подводного склона составляет 15—30%. На этом фоне выделяется полоса песков с более высоким процентом угловатых частиц (30—45%), которая протягивается вдоль всего берега*. У дистального окончания косы эта полоса сильно расширяется, причем в центральной части последней, содержание угловатых частиц достигает максимальных значений (45—60%).

* Небольшое пятно повышенного содержания угловатых частиц (30—45%), расположенное на значительной глубине против корневой части косы, связано с переотложенными продуктами размыва морены, выступающей на дне.

Чрезвычайно характерно изменение глубины распространения песков указанной полосы, наблюдаемое вдоль берега.

У абрадируемых берегов Самбийского полуострова и корневой части косы Куршю-нерия пески с повышенным содержанием угловатых частиц распространены, в основном, вдоль третьей изобаты, считая от

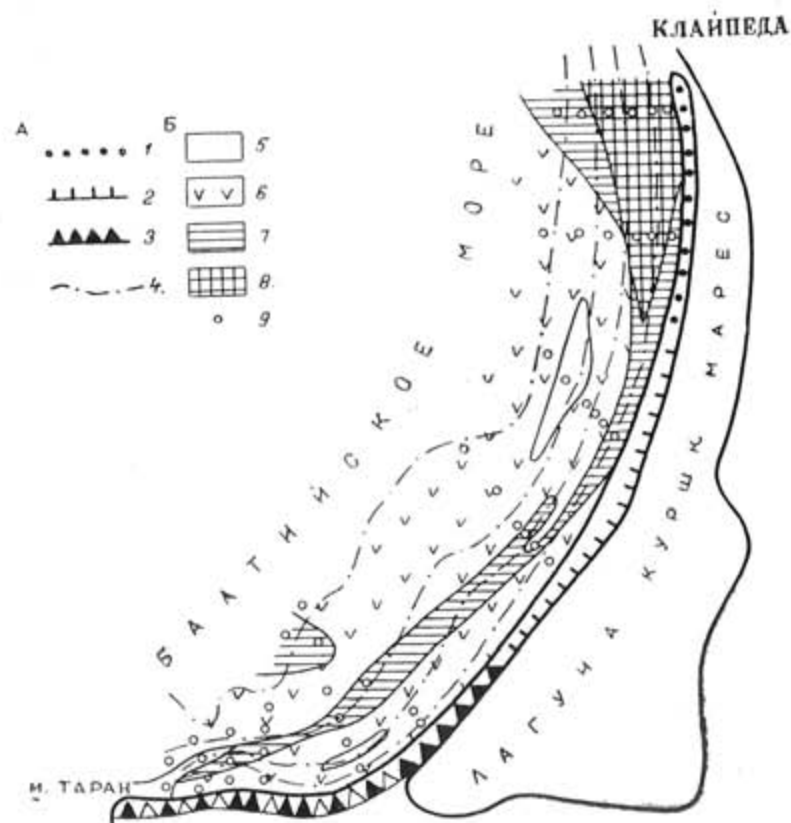


Рис. 5. Карто-схема распределения угловатых зерен кварца на подводном склоне берега Балтийского моря между мысом Таран и портом Клайпеда (фракция 0,5—0,25 мм)

1 — аккумулятивный берег, 2 — берег типа динамического равновесия, 3 — абразионный берег, 4 — изобаты, 5 — содержание угловатых зерен менее 15%, 6 — тоже от 15 до 30%, 7 — от 30 до 45%, 8 — от 45 до 60%, 9 — пункты сбора образцов

берега, то есть на глубинах, где воздействие на дно волновых движений воды и штормовых течений ослаблено. Вдольбереговое перемещение обломочного материала на подводном склоне наиболее активно происходит на глубинах между первой и второй изобатами, причем у абразионного берега это перемещение, как указывалось выше, протекает в ускоренном темпе. Отсюда становится ясным, что угловатые частицы, выносимые с пляжа абразионного берега на подводный склон, могут здесь накапливаться только на значительных глубинах, где возможность их перемещения во взвешенном состоянии и стало быть преимущество в транспортабельности перед лучше окатанными зернами уменьшается. В более близкой к берегу зоне подводного склона таких условий нет и

угловатые частицы быстрее окатанных уносятся в сторону дистального конца косы.

По мере приближения к северной части косы полоса песков с повышенным содержанием угловатых частиц все более смещается в сторону меньших глубин и примыкает к береговой черте. Это отражает смену тенденции преимущественного выноса угловатых частиц с пляжа на под-

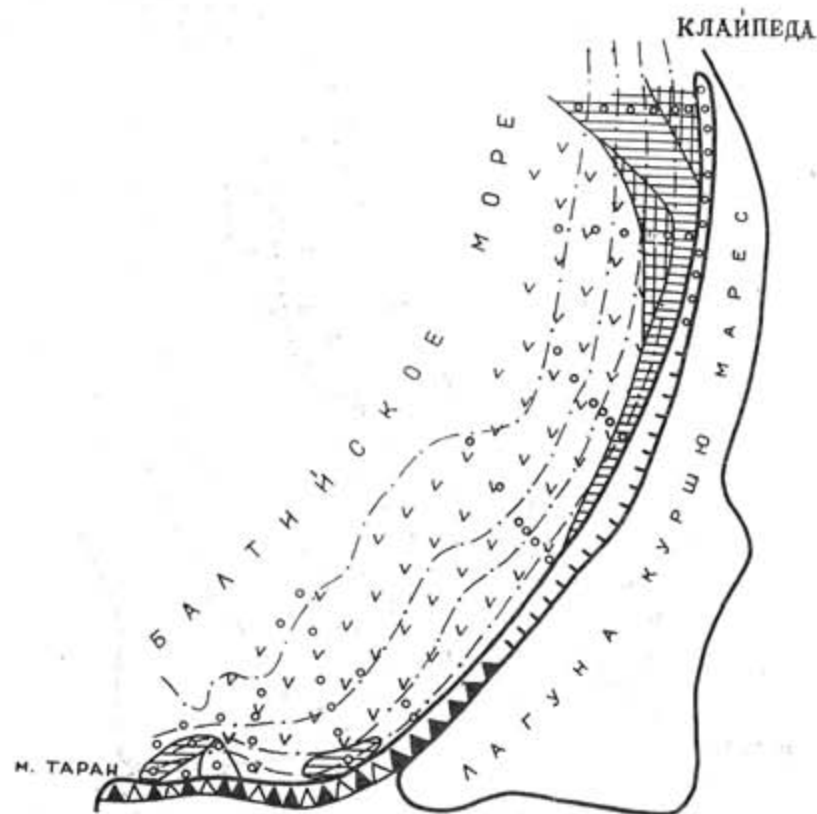


Рис. 6. Карто-схема распределения угловатых зерен кварца на подводном склоне берега Балтийского моря между мысом Таран и портом Клайпеда (фракция 0,25—0,1 мм). Условные обозначения см. на рис. 5

водный склон, на противоположную, характерную для аккумулятивных берегов. Поскольку рассматриваемая полоса песков в своей значительной части оказывается приуроченной к зоне максимума вдольберегового перемещения обломочного материала, то одновременно создаются условия для еще более глубокой дифференциации песка по форме зерен в процессе вдольберегового переноса. В этом одна из причин увеличения процентного содержания угловатых зерен по ходу потока наносов на подводном склоне аккумулятивного берега косы.

Если рассматривать картину распределения угловатых зерен, показанную на рис. 5, в более общих чертах, то ясно, что она свидетельствует о том, что при движении песка вдоль берега Самбийского полуострова и большей части косы Куршю нерия, где поток наносов не насыщен и

перемещение обломочного материала происходит быстро, угловатые частицы опережают полуокатанные. В результате первые в большом количестве и быстрее достигают северной части косы. Так как поток наносов становится здесь пресыщенным и скорость перемещения песка значительно замедляется, то угловатые частицы, выпадая из потока, образуют на подводном склоне дистального окончания косы наиболее высокую концентрацию.

Значительное расширение на этом участке полосы песка с высоким содержанием угловатых зерен объясняется отклонением струй штормовых течений в сторону моря под влиянием изменения общего направления береговой линии. При этом живое сечение этих струй расширяется, что естественно вызывает уменьшение скорости течений и приводит к осаждению преобладающих в потоке наносов угловатых частиц на обширной площади дна.

Описанный ход дифференциации песчаного материала по форме зерен еще лучше отражает рис. 6, где показано распределение на подводном склоне угловатых зерен фракции 0,25—0,1 мм. Более простой характер этой схемы и более четкое отражение на ней рассматриваемого процесса объясняется гораздо лучшей взвешиваемостью волновыми движениями воды частиц мелкого песка по сравнению с частицами среднезернистого.

Изложенные результаты исследования прибрежных отложений юго-восточной Балтики говорят о том, что все изменения окатанности зерен кварцевых песков, которые наблюдаются вдоль берега моря, обусловлены дифференциацией последних по форме. Этот процесс явно преобладает над физическим разрушением кварцевых зерен диаметром менее 0,5 мм.

Ход дифференциации частиц песка по форме определяется режимом движения песчаных масс в продольном и поперечном направлении относительно береговой линии. Поэтому все изменения окатанности песчаных зерен строго закономерны и происходят в соответствии с изменениями динамики берега.

Дифференциация прибрежных песков по форме зерен протекает одновременно с дифференциацией по крупности. Понятно, что последняя является ведущей, так как общеизвестно, что песчаные частицы более мелких размеров имеют более неправильную форму, чем крупные. В частности, это видно и при сравнении приводившихся выше данных по крупности прибрежных отложений исследуемого района с результатами изучения окатанности песчаных зерен.

Однако это не значит, что распределение зерен по степени окатанности отражает лишь изменение механического состава прибрежных отложений. По изменениям окатанности зерен можно вскрыть важные особенности режима движения песчаных масс, выяснить такие детали

структуры потоков наносов, которые изменения механического состава прибрежных отложений совсем не отражают.

Не меньший интерес представляет использование полученных закономерностей при литолого-фациальных исследованиях песчаных толщ прибрежно-морского генезиса.

На прибрежном мелководье (подводном склоне) можно выделить три основные группы фаций: нижней (наиболее глубоководной), верхней части прибрежного мелководья и пляжа. Такая группировка связана с известным разделением прибрежной зоны моря по характеру движения воды и вызываемого им перемещения обломочного материала на три области: колебательных волновых движений воды, разрушения и неоднократной перестройки волны и область действия прибойного потока (Зенкович, В. П., 1962; Лонгинов, В. В., 1963). Поэтому отложения указанных групп фаций отличаются друг от друга образуемым ими рельефом, кривой слоистостью и рядом других литологических признаков, в том числе степенью окатанности песчаных зерен. Так, например, установив в однообразной толще песков простирание зон с разной окатанностью зерен, можно сделать заключение о направлении береговой линии, так как простирание этих зон в большинстве случаев совпадает с направлением берега бассейна. Фации пляжа, представленные песчаными барами, косами и другими типами береговых аккумулятивных форм, помогут выделить оконтуривание песков с наиболее низкой окатанностью зерен, а фации нижней части прибрежного мелководья — с лучшей окатанностью. В общем анализ изменения окатанности кварцевых зерен в продольном и поперечном направлении относительно берега древнего бассейна позволит выяснить много интересных особенностей динамики движения песчаных масс и условий их накопления.

В заключение автор пользуется случаем выразить свою благодарность лаборантам Института геологии (г. Рига) Я. П. Ошинь и В. И. Вилцане, выполнившим анализы окатанности прибрежных песков, использованные в данной работе.

ЛИТЕРАТУРА

- ЗЕНКОВИЧ, В. П.: 1962. Основы учения о развитии морских берегов. Москва.
ЛОНГИНОВ, В. В.: 1963. Динамика береговой зоны бесприливных морей. Москва.
КНАПС, Р. Я.: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. АН Латв. ССР, № 6, Рига.
ПОПОВ, В. И., МАКАРОВА, С. Д. и др.: 1963. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов. Ленинград.
РУХИН, Л. Б.: 1963. Основы общей палеогеографии. Ленинград.
УЛЬСТ, В. Г.: 1963. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Вопросы четвертичной геологии II. Тр. Института геологии АН Латвийской ССР, XI, Рига.
CARTHY, M.: 1933. The rounding of beach sands. Amer. J. Sci., ser. 5, vol. 25.
KUENEN, Ph.: 1959. Sands, its origin, transportation, abrasion and accumulation. Geol. Soc. South Africa. Ann. to vol. LXII, 1959.

- MORAWSKI, I.: 1955. Metoda badania morfologii ziarn piasku za pomocą powiększalnika fotograficznego. Ann. Univ. M. Curie-Skladowska, vol. X, sec. B.
RUSSEL, R. a. TAYLOR, R.: 1937. Roundness and shape of Mississippi river sands. Journ. Geol., vol. 45, N 3.
RUSSEL, R.: 1939. Effects of transportation on sedimentary particles. In: Recent marine sediments. A symposium. U.S.A.
THIEL, G.: 1940. The relative resistance to abrasion of mineral grains of sand size. Journ. Sedim. Petrol., vol. 10.
TWHENHOFEL, W.: 1945. The rounding of sand grains. Journ. Sedim. Petrol., vol. 2.

[Поступило: 16.10.1964 г.]

DIFFERENTIATION OF COASTAL SAND BY SHAPE OF GRAINS

by

V. G. ULST

SUMMARY

As a result of investigations of grain roundness in coastal sands in the region from Cape Taran (formerly Brüsterort) to the port of Liepāja the following conclusions are submitted.

All roundness alterations of quartz grains less than 0,5 mm in diameter that were traced along the sea coast are conditioned through differentiation of the particles by shape. Processes of physical destruction of particles appeared to be of evidently subordinate importance.

The differentiation of sand particles by shape is determined by the regimen of movement of sand masses in suspended state in a lengthwise or crosswise direction relative to the coastal line. In consequence all roundness alterations of the sand grains bear a strictly regular character and occur in accordance with the changes of the shore dynamics.

Fig. 1 — A (chart) shows the dynamics of the investigated coastal region and the alongshore streams of debris, fig. 1 — B (chart) — the deposits on the underwater slope. Fig. 3 demonstrates roundness alterations of sand grains on the beach, and fig. 4 exposes the causes of the alterations, viz., preponderant displacement of angular grains from the beach to the underwater slope on areas of abrasion coast and, vice versa, from the underwater slope to the beach on areas of accumulation coast.

Figs. 5 and 6 present the differentiation of sand by shape of grains as a result of alongshore shifting on the underwater slope. The essence of the process consists in the angular grains as the first being carried away from the underwater slope of the abrasion coast to be deposited on the accumulation coast. This is due to the different transportability of angular and subrounded sand grains in suspended state.

DIFFERENZIERUNG DES SANDMATERIALS NACH DER FORM DER SANDKÖRNER IM KÜSTENBEREICH

von

W. G. ULST

ZUSAMMENFASSUNG

Die Ergebnisse der Rundungsuntersuchungen an Sandkörnern im Bereich Brusterort — Libauischer Hafen erlauben uns folgende Schlussfolgerungen zu ziehen:

Alle längs dem Meeresufer zu beobachtenden Veränderungen der Rundung der Quarzkörner, die im Durchmesser weniger als 0,5 mm haben, sind von der Differenzierung der Teilchen nach ihrer Form bedingt. Der Vorgang ihrer mechanischen Zerstörung hat offenbar nur eine untergeordnete Bedeutung.

Die Differenzierung der Sandteilchen nach der Form geht im Laufe der sich quer und längs der Uferlinie im Schweb bewegenden Sandmassen vor sich und ist vom Regime dieser Bewegung bedingt. Deshalb sind alle Veränderungen der Rundung der Sandkörner streng regelmässig und stehen im engen Zusammenhang mit den Veränderungen der Uferdynamik.

Die Abb. 1 — A stellt die Dynamik des erforschten Uferabschnittes und auch den längs dem Ufer wandernden Sedimentstrom dar. Die Abb. 1 — B — die Sedimente des wasserbedeckten Hanges. Abb. 3 zeigt die Veränderungen der Rundung der Körner am Strande und Abb. 4 gibt die Ursachen dieser Veränderungen an: die vorherrschende (oder „verstärkte“) Bewegung der eckigen Teilchen vom Strande zum wasserbedeckten Hange in den Abrasionsflächen (oder am „Abrasionsufer“) und vom wasserbedeckten Hange zum Strande auf den Akkumulationsflächen (oder am „Akkumulationsufer“).

Abb. 5 und 6 zeigen das Resultat der Differenzierung des Sandes nach der Form bei der Längsbewegung auf dem wasserbedeckten Uferhange. Vom Abrasionsufer werden zunächst die eckigen Teilchen abgetragen und am Akkumulationsufer abgesetzt. Die Ursache dieser Erscheinung ist die verschiedene Transportabilität der eckigen und abgerundeten Sandteilchen im Schweb, sowie auch die verschiedene Wanderungsgeschwindigkeit des Sandes längs dem Abrasions- und Akkumulationsufer.

DIE BODENBESCHAFFENHEIT DER SANDBANK VON HEL UND IHRE ERFORSCHUNG MITTELS SEDIMENTPETROGRAPHISCHER METHODE

von

JÓZEF BĄCZYK & BOLESŁAW NOWAK, Toruń—Gdańsk

1. Einführung

Die Sandbank der Halbinsel Hel ist ein Beispiel der jüngsten poligenetischen Umwandlungerscheinungen in der Bucht von Gdańsk, die mit den postpleistozänen Wasserspiegelschwankungen eng zusammengeknüpft sind. Die Sedimente der Sandbank sind von der Zerstörung der glazialen Geschiebemergel und -sande der südlichen Ostsee abzuleiten.

Die Zielsetzung der Mineralanalyse der Sandbankablagerungen, insbesondere die qualitativen und quantitativen Schwankungen des Schwermineralgehaltes war an erster Stelle die Bestätigung, ob eine Entmischung des Mineralgehaltes der erforschten Sedimente stattfindet. Positive Antwort auf diese Fragesetzung neigte uns die Ursachen der Differentiation — welche sich im weiteren die Strömungen und Wellenwirkung als Grundfaktoren erwiesen zu durchanalysieren. Auf Grund der hydrodynamischen Differentiation des Mineralbestandes und als Folge dieser Arbeit wurden die gegenwärtigen und ehemaligen Abrasions- und Akkumulationsgebiete ausgeschieden. Es ist auch klar, dass das Abrasionsgebiet gleichfalls ein Liefergebiet klastischer Sedimente ist. Die Auflösung dieses Problems kann so für die Forschung morphogenetischer Vorgänge, wie auch für den praktischen Zweck im Küstenschutz von grosser Bedeutung sein.

2. Arbeitsmethoden

Auf Grund der in Jahren 1959—1963 im westlichen Teile der Bucht von Gdańsk ausgeführten geologisch-morphologischen Forschungen wurden neben den Sedimentationsflächen auch Abrasionsgebiete ausgeschieden (3,6): gleichfalls an Hand der zur Verfügung stehenden, neueren Bohrprofile wird eingehender die Sohle des Pleistozäns charakterisiert.

Die morphologischen Untersuchungen umfassten grundsätzlich den Boden der Bucht von Gdańsk, im geringeren Grade die Küste. An der Küste, genauer im Strandbereich wurden ältere Strandlinien und Strand-

formen festgestellt (Bączyk, 1962) welche dem Atlanticumoptimum zurückzutragen sind. Ausserdem wurde eine morphologische Karte des Bodens vom westlichen Teil der Bucht gefertigt. Die hydrodynamischen Bedingungen, die in diesem Seeteile herrschen, wurden einerseits vom Bord, andererseits von der Küste erforscht. Auch der Einfluss der atmosphärischen Schwankungen auf die Dynamik des Wassers wurde untergesucht. In drei, vertikal zur Küste gerichteten Querschnitten wurden mittels Petersens Bodengreifer die Grundproben genommen. Die Seelaterne Rozewie und die Orte Kuźnica und Hel dienten als Basis für die erforschten Querschnitte.

Als Grundlage zur Charakterisierung der Sedimente des unterseeischen Teiles der Sandbank wurden die Ergebnisse der Siebanalyse genommen. An Hand der Siebanalyse wurde die Kornverteilungskurve hergestellt, die weiter als Ausgangspunkt für die Berechnung folgender Werte diente:

1. des Halbgewichtsdurchmessers (M_e), 2. des Sortierungsgrades nach der Formel $S_o = \sqrt{Q_3/Q_1}$ und des Homogenitätsgrades des Sandmaterials nach $S_k = \frac{Q_3 \cdot Q_1}{M_e}$ im 50-prozentualen Anteil der Kornverteilungskurve, wo Q_1 = Durchmesser bei 25 Gew. Prozent und Q_3 = Durchmesser bei 75 Gew. Prozent, wie auch im 80-prozentualen Anteil nach der Formel $K = \frac{Q_3 - Q_1}{2(P_{90} - P_{10})}$, wo P_{90} u P_{10} = Durchmesser bei 90 u. 10 Gew. — Prozenten.

Die Ergebnisse der Siebanalyse bildeten auch den Grund für die Berechnung des Sortierungsgrades nach Sindowsky $S_w = \frac{3H + N - 100}{100}$, wo H = Hauptfraktion und N = Summe zweier Nebenfraktionen.

Die Rundung der Quarzkörner wurde nur in der Kornfraktion von 0,1—0,25 mm durchanalysiert. Es wurden vier Rundungsklassen ausgetrennt:

- scharfeckige und scharfkantige/rauhe/Quarzkörner,
- Körner mit etwas abgerundeten Ecken und Kanten,
- Körner mässig gerundet mit noch erkennbarer Ausgangsform,
- Kugelrunde entweder diskoidale Körner.

Nach dieser Aussonderung wurden die Werte nach folgender Formel umgerechnet $R_Q = \frac{a \cdot 1 + b \cdot 2 + c \cdot 3 + d \cdot 4}{100}$, wo a, b, c und d die Rundungsklassen darstellen.

Die qualitative und quantitative Schwermineralzusammensetzung sowie die absolute Beimenge der Mineralien in den Sanden, wurde auch nur in der Fraktion 0,1—0,25 mm durchanalysiert. Die Trennung des Feinsandes auf die Leicht- und Schwerfraktion wurde im Haradyscheidtrichter durchgeführt, wobei man als Scheidflüssigkeit Bromophorm verwendete. In jedem mikroskopischen Präparate wurden 200 durchsichtige Körner abgezählt. Abgesondert von diesen Körnern wurden die undurchsichtigen, opaken wie Magnetit und Ilmenit, d.h. die Erze, sowie

auch die übrigen unbestimmbaren Mineralien ausgezählt. In den Tabellen sind die Zahlen der opaken Körner in absoluten Mengen, in Bezug auf 200 durchsichtigen dargestellt.

3. Morphologie der Sandbank

Die Sandbank von Hel umfasst eine ausgedehnte Vertiefung im westlichen Teil der Bucht von Gdańsk. Der östliche Abschnitt der Sandbank ist in die ältere Mulde der Bucht (Bączyk, 1961), die so genannte Yoldia-Mulde „eingebettet“. Im Gegenteil zu diesem ruht der westliche Abschnitt auf einem schwächer ausgebauten glazialen Untergrund. Die Halbinsel, welche nur den kleinen, terrestrischen Teil der Sandbank darstellt, ist breiter im Osten und schmaler im Westen ausgestaltet, wo sie als schmale Nehrung an das glaziale Plateau von Swarzewo (Swa-

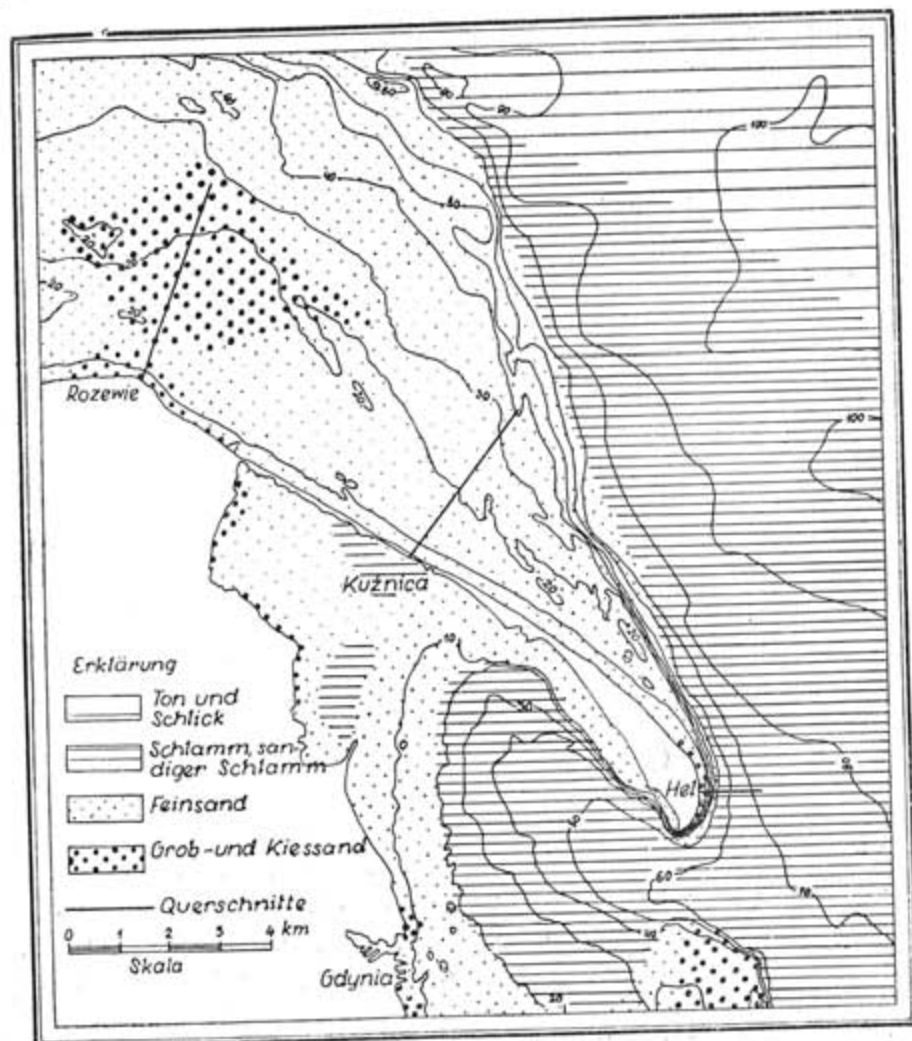


Abb. 1. Bodengestalt und Bodenablagerungen im nord-westlichen Teil der Bucht von Gdańsk

rzewska Kępa) anheftet. Die Böschungen der Sandbank sind in der Morphologie scharf betont; in der offenen See fängt die Betonung in der Tiefe von — 6 m und in der Bucht von Puck in der Tiefe von — 2 m an. Von diesem Knicke ab, fallen die scharf ausgeprägten Böschungen bis in die Tiefe von — 60 bis — 70 m. Am schärfsten kommt die Böschung an der Spitze der Halbinsel zum Ausdruck, dort wo die Entfernung des Knickes von der Küste nur 150 m beträgt.

4. Die hydrodynamischen Bediengungen im westlichen Teil der Bucht von Gdańsk.

Die Bucht von Gdańsk befindet sich im Bereich des Einflusses der atlantischen atmosphärischen Zirkulation (Łomniewski, 1960). Der Einfluss des Ozeans bemerkt sich in den überwiegenden atlantischen Luftmassen die hier anströmen, wie auch in der Windrichtung. Im Querschnitt des ganzen Jahres herrschen Winde aus dem Nord-Westviertel.

Tabelle 1
Luftmassen über der Bucht von Gdańsk in den Jahren 1956/60

Art der Luftmasse	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Art der Zirkulation
Polarmaritime Luft	a	a	a	a	zyklonale
Polarkontinentale Luft	b	b	b	b	zyklonale, u. antizyklonale
Maritime Arktikluft	a	c	b	a	zyklonale
Kontinentale Arktikluft	c	c	b	b	antizyklonale
Tropischmaritime Luft	c	b	c	c	antizyklonale
Tropischkontinentale Luft	c	b	c	c	antizyklonale

Erklärung: a=überwiegende Fälle, b=die Hälfte der Fälle und c=vereinzelt auftretende Fälle.

Tabelle 2
Jahresdurchschnittliche Windgeschwindigkeiten in Rozewie und Krynica Morska in den Jahren 1953—1960

Ort	Element	Richtung									
		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	O	
Rozewie	%	8,8	9,1	6,1	10,1	11,4	19,7	20,1	11,6	—	
	Windstärke in m/sek	5,4	4,6	3,7	4,6	4,7	5,5	7,6	6,5	—	
Krynica Morska	%	8,7	6,7	8,7	9,3	6,9	25,4	16,6	11,3	6,2	
	Windstärke in m/sek	4,5	4,5	3,7	4,2	4,7	5,6	5,6	5,5	—	

Wie oben erwähnt, sind sowohl die Windstärke als auch die Windrichtungen von der Art der überwiegenden im Durchschnitt des Jahres herrschenden Luftmasse beeinflusst. Zwischen allen Faktoren, welche sich auf den Hydrodynamischen Prozess in der Bucht zusammensetzen, spielen die Sturmwinde die Hauptrolle.

Tabelle 3
Sturmwinde in Rozewie in den Jahren 1953—1960

Windrichtung	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
%	23,0	12,5	5,7	2,3	0	2,3	32,5	21,7

Aus der Tabelle 3 geht hervor, dass die überherrschende Sturmwinde aus dem Nord-Westviertel wehen. Dies beurteilt die Sandverfrachtung entlang der Küste von Westen nach Osten (Słomianko, 1959; Szawernowski, 1956). Die Stromgeschwindigkeit durch die Winde hervorgerufen ist im weiten von der Konfiguration des Bodens, den Verlauf der Küste und die Dauer einer bestimmten Zirkulation beeinflusst. Zahlreiche Messungen (Bączyk, 1963; Bączyk u. Nowak, 1963; Demel, 1923; Zenkiewicz, 1955) erwähnten, dass längere Zeit dauernde Zirkulation schwingt eine grosse Wassermasse im vertikal und umgekehrt; zahlreiche Zirkulationsänderungen differenzieren die Wasserzirkulation. Als Beispiel einer Strömungssituation zur Zeit des Dauern einer zyklonalen Luftzirkulation dient uns die Tabelle 4.

Tabelle 4
Strömungen in der Bucht von Gdańsk in den Tagen von 3 bis 5 November 1959

Forschungsstelle	Windstärke in m/sek	Meeresstand	Tiefe der Messungen in m.		Strömung			
					Richtung in°		Geschwindigkeit in cm/sek	
Rozewie	W-5,5	2	0,5	10,0	118	109	15,0	6,0
			3,0	15,0	107	135	31,0	14,0
			5,0	—	102	—	25,0	—
Góra Szwedów (Hel)	NW-10,0	3	0,5	30,0	—	326	—	13,0
			5,0	40,0	282	330	19,0	28,0
			10,0	50,0	317	337	30,0	18,0
			15,0	65,0	277	89	13,0	10,0
			20,0	—	310	—	28,0	—
Hel	WNW-3,6	1	0,5	20,0	207	348	6,0	2,0
			5,0	30,0	197	165	7,0	9,0
			10,0	40,0	287	144	8,0	2,0
			15,0	54,0	45	288	3,0	5,0
Krynica Morska	WSW-3,0	1—2	0,5	10,0	—	28	—	11,0
			3,0	15,0	49	35	16,0	10,0
			5,0	—	57	—	11,0	—

5. Volumen, betreffende Sedimente und allgemein-geologischer Bau der Sandbank.

Der stratigraphisch-lithologische Bau der Sandbank wurde an Hand der tiefen Bohrungen (Pazdro, 1961; Sandegren, 1938) und der verfertigten morphologischen Karte auf der die Sedimentarten gekennzeichnet sind-erkannt. Auf Grund dieser Angaben wurde festgestellt, dass die Gründung der Sohle der Sandbank bis in das Atlanticumalter reicht und findet sich in den Orten Hel, Jurata und Jastarnia in der Tiefe von 70 Meter; weiter gegen Westen-in der Umgegend von Wladyslawowo-hebt sich die Sohle. Das Sandmaterial, welches die Bank baut, liegt auf den schwach im Postpleistozän umgelagerten glazialen Ablagerungen (Ba-czyk, 1963). Durchgeführte Berechnung des Volumens der ganzen Bank ist in der Tabelle 5 dargestellt. Das Verhältniss des Volumens der Sandbank zum abgetragenen Teil des glazialen Plateau von Swarzewo (Swarzewska Kępa) zeigt unzweideutig auf die Herkunft des grössten Teiles des an der Bank abgelagerten Sandmaterials aus Westen, ausserhalb des Plateau von Swarzewo.

Volumen (Rauminhalt) der Sandbank Hel

Tabelle 5

Isobathen	Volumen	
	Kubikmeter	%
von - 70 bis - 60 m	2 150 000 000	19,1
„ - 60 „ - 50 „	1 710 000 000	15,2
„ - 50 „ - 40 „	1 430 000 000	12,8
„ - 40 „ - 30 „	1 240 000 000	11,0
„ - 30 „ - 20 „	1 120 000 000	9,9
„ - 20 „ - 10 „	2 035 000 000	18,2
„ - 10 „ - 0 „	1 230 000 000	10,9
„ 0 „ - 10 „	270 000 000	2,4
„ 10 „ - 20 „	50 000 000	0,5
Gesamt	11 235 000 000	100%

Volumen in Kubikmeter			
	a	b	Beziehung a : b
ab -20 bis 20 Meter und der Schnitt bis -40 Meter nach W. Tubielewicz (1957)	Volumen der Sandbank 3 945 000 000	Volumen des abgetragenen glazialen Plateau von Swarzewo 1 355 000 000	3 : 1
Effektivwerte von -70 bis +20 Meter	11 235 000 000	1 353 000 000	8,5 : 1

Tabelle 6

Mittlere Kornverteilung der Bodenablagerungen in den Querschnitten von Rozewie, Kuźnica und Hel

Querschnitt	Kornfraktion in mm									Zahl der analysierten Proben
	über 10,0	4,0	2,0	1,0	0,55	0,25	0,102	0,06	unter 0,06	
	Inhalt in der Prozent									
Rozewie	0,5	0,2	0,4	3,7	31,0	52,5	5,7	5,6	0,4	14
Kuźnica	—	—	0,2	0,3	1,9	11,6	10,8	74,7	0,5	10
Hel	—	—	—	0,6	8,5	6,4	2,1	52,2	30,2	8
Hel (ohne Grobsande)	—	—	—	—	2,9	2,6	1,7	58,3	34,5	7

Tabelle 7

Werte des Halbgewichtsdurchmessers, des Sortierungsgrades, der Homogenität und des Rundungsgrades der Quarze

Querschnitt und Nummer der Probe	Halbgewichtsdurchmesser Me	Sortierungsgrad		Homogenitätsgrad		Rundungsgrad der Quarzkörner
		Sw nach Sindowsky	So	Sk(50%)	K(80%)	
Rozewie 1	0,35	1,10	1,34	0,842	0,200	2,47
2	0,52	0,75	1,24	0,917	0,170	2,07
3	0,56	0,95	1,12	1,041	0,096	2,14
4	0,42	0,91	1,43	0,795	0,230	2,24
5	0,46	1,27	1,18	0,952	0,156	2,36
6	0,53	0,93	1,25	1,121	0,205	2,47
7	0,59	0,62	1,71	1,413	0,049	2,42
8	0,52	1,04	1,18	0,993	0,207	2,35
9	0,56	0,87	1,22	1,087	0,250	2,52
10	0,53	0,99	1,22	1,018	0,198	2,70
11	0,52	0,91	1,21	0,873	0,156	2,49
12	0,55	0,82	1,34	1,094	0,262	2,76
13	0,40	1,24	1,29	1,008	0,219	2,32
14	0,40	1,33	1,28	0,988	0,250	2,64
Kuźnica 15	0,08	0,89	1,95	2,762	0,347	2,23
16	0,072	1,16	1,67	2,127	0,216	2,77
17	0,065	1,50	1,14	1,189	0,060	2,23
18	0,063	1,68	1,13	1,234	0,086	2,30
19	0,063	1,62	1,16	1,312	0,085	2,36
20	0,063	1,64	1,16	1,296	0,066	2,25
21	0,065	1,38	1,391	1,761	0,139	2,66
22	0,065	1,38	1,39	1,761	0,127	2,37
23	0,066	1,21	1,64	2,459	0,091	2,49
24	0,064	1,36	1,27	1,513	0,087	2,35
Hel 25	0,56	0,80	1,35	0,931	0,199	2,34
26	0,063	1,60	1,27	1,562	0,106	2,19
27	0,054	1,26	1,31	0,812	0,241	1,86
28	0,061	0,96	1,09	0,965	0,135	1,71
29	0,062	0,74	1,16	0,947	0,013	2,31
30	0,061	1,26	1,04	0,950	0,132	2,52
31	0,061	1,49	1,02	1,000	0,167	2,33
32	0,061	1,06	1,11	0,833	0,194	2,20

Im Querschnitt von Rozewie überwiegen Mittel- und Grobsande mit einer Beimischung von Feinsand auf der Strandböschung und von feinen und groben Kies in grösserer Tiefe, etwa 3 Km vom Strande. Der Querschnitt von Kuźnica weist die Überwage von Mehlsand mit einer kleinen Beimenge von Mittelsand in der Strandzone und Schluff in der tieferen See. Im Gegenteil zu diesem, zeigt die Umgegend von Hel eine grössere Differentiation. Hier sind nämlich zwei Sedimenttypen repräsentiert: der

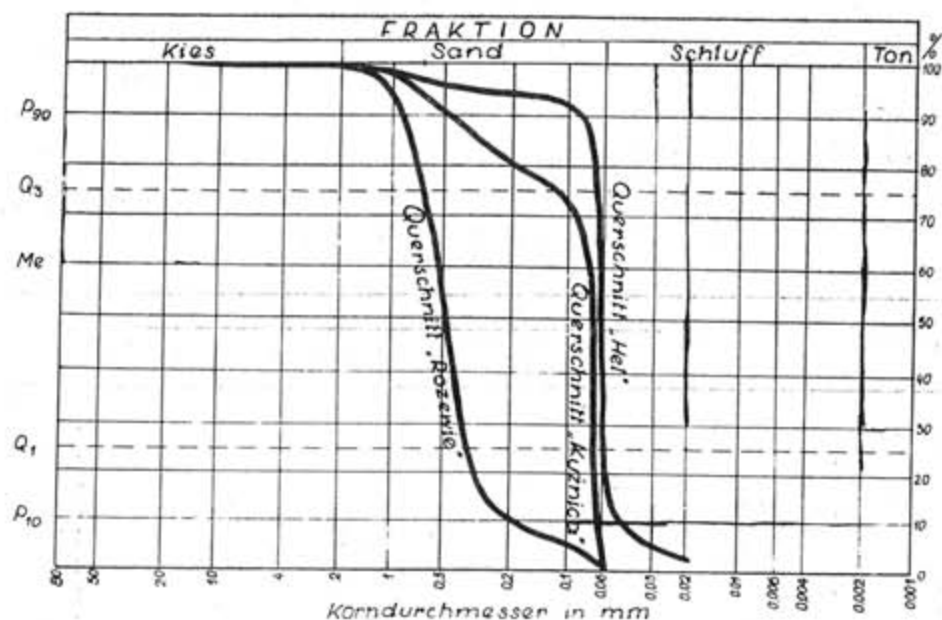


Abb. 2. Kornverteilungskurven (Mittelwerte) der Bodenablagerungen in den Querschnitten von Rozewie, Kuźnica und Hel

Sand und der Schlamm. In der Strandzone treten die Grob- und Mittelsande vor und am Fusse der steilen Böschung der Sandbank der Schlamm und die schluffigen Mehlsande.

Die Mittelwerte der Siebanalyse der Sedimente in den oben erwähnten Querschnitten sind in der Tabelle 6 zusammengefasst. Diese Werte sehen wir auf der Abb. 2, aus welcher hervorgeht, dass die Fein- und Mehlsandbeimischung desto grösser ist, je weiter wir sich von Rozewie gegen der Spitze der Halbinsel entfernen. Es ist beachtenswert, dass parallel, in derselben Richtung die Korngrösse und auch der Grobsandgehalt in den Landablagerungen der Halbinsel wächst. Insbesondere gilt diese Feststellung für die Strandsande (Bączyk u Nowak, 1963).

Der Halbgewichtsdurchmesser der betrachteten Sedimente ändert sich treu der Veränderung der Korngrössenverteilung und dadurch findet die Benennung der Art der Sedimente mit Hilfe des Halbgewichtsdurchmessers grossen praktischen Wert. Im Falle der Sedimente des unterseeischen Teiles der Sandbank von Hel ändert sich der Halbgewichtsdurchmesser mit der Entfernung von der Küste, sowie auch mit der Entfernung

von Rozewie gegen Südosten zur Halbinselspitze. Das Seegebiet nördlich von Rozewie — die sogenannte „Abrasionsplatte von Rozewie“ — bauen grobe Sedimente, hauptsächlich kiesige Grobsande. Wie aus weiteren Erwägungen über den Korn- und Mineralbestand der Sedimente hervorgeht, ist diese Abrasionsplatte ein Beispiel typischer an der polnischen Küste vorkommenden Erosionsflächen (Nowak, 1963). Berücksichtigt man die Tatsache, dass auf die Oberfläche der erwähnten Abrasionsplatte Strömungen von grosser Geschwindigkeit sowie auch intensiver Wellengang wirken, verständlich ist das Vertreten kiesiger Grobsande, die den grössten unter allen untersuchten Sedimenten-Halbgewichtsdurchmesser zeigen (von 0,52 bis 0,59 mm). Auf den Böschungen der Platte vermindert sich der Wert des Halbgewichtsdurchmessers — bis 0,42 mm auf der Südböschung und 0,40 mm auf der Nordböschung.

Im Querschnitt von Kuźnica ist der Wert des Halbgewichtsdurchmessers nicht höher als 0,1 mm. In der Nähe der Küste treffen wir Sedimente von der Grösse des Wertes 0,08 bis 0,07 mm und anfänglich von der Tiefe 15 m ab (bei der Entfernung von etwa 1,5 Km von der Küste) — 0,07 mm und weniger. Noch feinere Sedimente bauen den Sockel der Sandbank im Querschnitt von Hel mit Ausnahme der Strandzone, wo wir gröbere Sedimente treffen.

Sowohl die Werte des Halbgewichtsdurchmessers, sowie auch die Werte des Sortierungs- und Homogenitätsgrades sind in der Tabelle 2 zusammengefasst. Hinsichtlich des Schnittes von Rozewie sind diese Werte in der Abb. 4 dargestellt.

Auf der erwähnten Abrasionsplatte von Rozewie kommen sehr schwach sortierte Sedimente vor. Schwachen Sortierungsgrad zeigt auch der Schlamm im unteren Teil des Querschnittes von Hel. Die beste Sortierung zeigen dadurch die Feinsande von Kuźnica.

Der Homogenitätsgrad, d.h. die Schiefe der Kornverteilungskurve variiert in sehr breiten Grenzen. Höchsten Wert der Homogenität — besonders im 80-prozentualen Zwischenraum (K) — zeigen die Feinsande von Kuźnica und Hel und teilweise die Mittelsande der Böschungen der Abrasionsplatte von Rozewie. Im Gegensatz zu dem, sind die kiesigen Sande des südlichen Teiles der Platte unhomogen. Unhomogene Sande wurden ausserdem am Sockel der Strandböschung in diesem Querschnitt angetroffen.

Es wurde festgestellt, dass die beste Rundung der Sandkörner betrifft vor allem die Ablagerungen von Kuźnica und Rozewie; am schwächsten sind die Quarzkörner des Schlammes von Hel gerundet. Die mittleren Werte des Rundungsgrades der Quarzkörner sind in den Querschnitten von Rozewie und Kuźnica dieselben (Bączyk, 1963), in der Gegend von Hel sind sie minder — 2,18, was an den vorwiegenden Anteil scharfeckiger, rauher Quarzkörner im Schlamm zurückzuführen ist. Die Werte der Rundungsanalyse der entnommenen Proben sind in der Tabelle 2 zusammengefasst. Die Abb. 4 stellt uns die Schwankung der Rundungswerte im Querschnitt von Rozewie dar. Es ist zu bemerken, dass die Rundung

der Quarzkörner im feldspatreichen Sedimenten viel schwächer als in feldspatarmen Sanden ist. Dieses weist vielleicht auf die schwächere Umlagerung der erstgenannten Sedimente durch Wellenwirkung.

6. Mineralbestand der Sedimente.

A. Der allgemeine Mineralbestand.

Die häufigsten Mineralien der erforschten Sedimente sind Quarz, Feldspat und Glimmer. Der quantitative Mineralbestand schwankt abgesehen vom engsten Raum-abhängig von der Entfernung von Rozewie

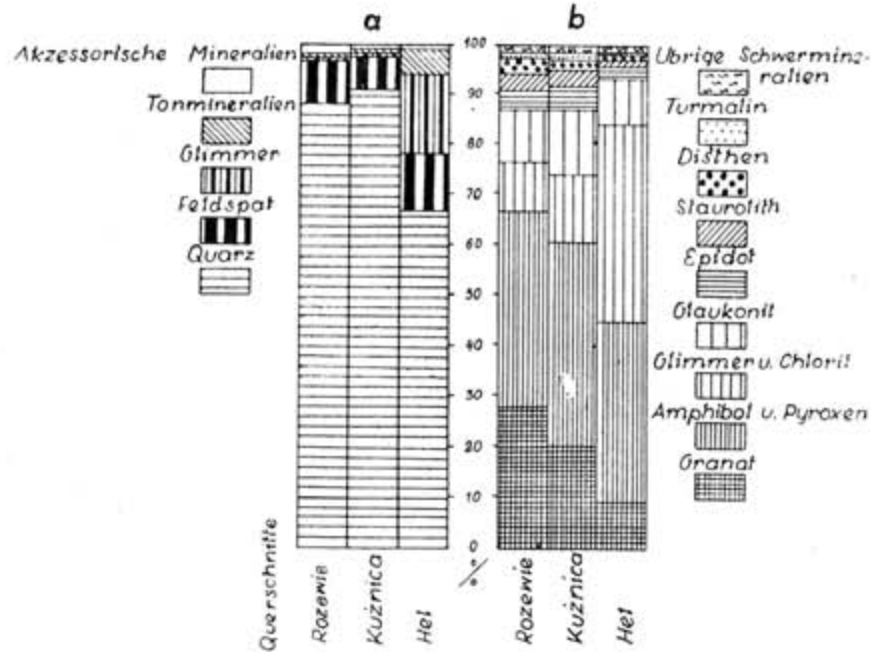


Abb. 3. Mittlerer Mineralbestand der Feinsandfraktion in den Querschnitten von Rozewie, Kuźnica und Hel:
a) Leichtminerale, b) durchsichtige Schwerminerale

gegen Südosten. Insbesondere betrifft das die Sedimente von Rozewie einerseits und die übrigen-andererseits. Soviele in der Umgebung von Rozewie und Kuźnica der Glimmer eine winzige Beimenge bildet und nur von Biotit vertreten ist, soweit in der Gegend von Hel wurden beide Glimmer — 9,8% Biotit und 6,1% Muskovit angetroffen. Ausserdem wurde in diesem Querschnitt eine 4-prozentuale Beimenge von Tonmineralien festgestellt. Auch der Feldspatgehalt ist in den Sedimenten von Hel höher (11,3%) als in den Sanden von Kuźnica und Rozewie (7,6 und 8,6%).

Höheren Biotit- und Tonmineralegehalt in den Sedimenten von Hel ist zweifellos dem auftreten der Schlicke und Schlicksande, die auf günstigeren Sedimentationsbedingungen aufweisen zu bedanken. Auf dieses

weist, unter anderen, auch der erhöhte Humusgehalt in den Sedimenten, welcher manchmal über 50% des Raumgehaltes einnimmt.

Tabelle 8

Mittlerer Mineralbestand der Sedimente der Sandbank von Hel nach der Reihe der erforschten Querschnitte

Querschnitt	Quarz	Feldspat	Biotit	Muskovit	Tonminerale	Muschel-detritus	Schwerminerale	Zahl der analysierten Proben
Rozewie	88,5	8,6	0,6	—	0,5	—	1,8	14
Kuźnica	91,1	7,6	0,3	—	0,3	—	0,7	10
Hel	69,9	11,3	9,8	6,1	3,9	0,6	1,0	8
Durchschnittswert	85,1	8,8	2,2	1,3	1,1	0,2	1,3	32

Die Mittelwerte des Mineralbestandes (siehe Tabelle 8 und Abb. 3) schwanken sowohl parallel, wie auch vertikal zur Küste. Im Küstenbereich treten in den Vordergrund des Mineralbestandes Quarz und Feldspat. Der Quarzgehalt im Querschnitt von Hel schwankt zwischen 94,0% dicht am Strande-in der Tiefe von 3,2 m-bis 58,0% in der Tiefe von 3,60 m und 48,5% in der Tiefe von 43,0 m. Umgekehrt bildet sich der Feldspatgehalt: wächst mit der Zunahme der Tiefe. In der Strandnähe macht er 8,5% und im Übergangsgebiet vom Sand zum Schlick bis 18—19,0% aus. In der Sandfraktion der Schlicke sinkt der Quarzgehalt manchmal bis 24,0% und unter allen Mineralien herrscht der Glimmer (Biotit bis 35,0%, Muskovit bis 20,0%). Auch im Querschnitt von Rozewie, monoton vom lithologischen Aussichtspunkt gesehen, konstatiert man Schwankungen des Mineralgehaltes, insbesondere des Quarz- und Feldspatgehaltes. Der Gehalt von Feldspat schwankt hier zwischen 4,0% auf der erwähnten Abrasionsplatte bis 15,5% auf der Strandböschung und in der Niederung zwischen den beiden Formen.

Sehr interessant ist der Vergleich der Mittelwerte des Mineralbestandes der Land- und der Meeressedimente der Sandbank von Hel (Tabelle 9). Wir beobachten, dass in den Meeressedimenten der Sandbank der Feldspat und Glimmer in grösserer Menge vertreten ist.

Tabelle 9

Vergleich des Mineralbestandes der Land- und der Meeressedimente der Sandbank von Hel

Art der Mineralien	Prozentgehalt							Zahl der analysierten Proben
	Quarz	Feldspat	Biotit	Muskovit	Tonminerale	Muschel-detritus	Schwerminerale	
Landsediment	89,4	5,3	0,7	0,1	0,5	—	4,0	37
Meeressediment	85,1	8,8	2,2	1,3	1,1	0,2	1,3	
Unterschied	—	+	+	+	+	+	—	
	4,3	3,5	1,5	1,2	0,6	0,2	2,7	

B. Schwermineralbestand der Sedimente.

Unter den durchsichtigen wurden folgende Schwerminerale festgestellt: Amphibol (hauptsächlich die grüne, gemeine Hornblende), Granat (der gemeine Granat und Almandin als Hauptkomponente) Biotit, Glaukonit (die schwere, dunkelgrüne Abart), Epidot, Zoisit, Staurolith, Pyroxen, Disthen, Turmalin, Chlorit, Zirkon, Rutil, Apatit und eine Anzahl andere, sehr selten vertretene Mineralien, zu welchen Andalusit, Sillimanit, Olivin, Titanit, Brookit und Monazit gezählt wurden. Die opaken sind durch Magnetit, Ilmenit, d.h. Erze und unbestimmte Mineralien vertreten. Unter den letzten finden sich alle saussurisierte und stark verwitterte Schwerminerale samt der Aggregate.

Dieser oben erwähnte Schwermineralbestand deutet unzweifelhaft auf die Herkunft der Mineralien in ihrer Hauptmasse durch die Zerstörung hauptsächlich von magmatischen Gesteinen, in geringeren Ausmasse durch Zersetzung von metamorphen- und älteren Sedimentgesteinen (Krzesninska, 1961; Nowak, 1962; Sawicka, 1953).

Der Schwermineralanteil der Ablagerungen der Sandbank von Hel schwankt von Spurwerten bis 2,61 Gew. Prozenten in der Kornfraktion 0,1–0,25 mm. Höchster Gehalt dieser Mineralien wurde vor allem in den Grobsanden der Abrasionsplatte und in den Strandsanden am Fusse der Steilküste von Rozewie (unterseeische Strandzone) festgestellt. Die niedrigsten Werte des Schwermineralgehaltes wurden in den Schlicksanden von Hel und in den Feinsanden im Querschnitt von Kuźnica angetroffen. In den Querschnitten von Rozewie und Kuźnica können wir ausserdem beträchtliche Schwankungen des Schwermineralgehaltes in Beziehung von der Küstenentfernung verfolgen. Es ist zu bemerken, dass im Schnitte von Kuźnica den höchsten Gehalt dieser Mineralien (2,20%) treffen wir in grosser Tiefe, etwa 25 m. Noch in der Tiefe von 30 m das ist über 8 km von der Küste, macht der Schwermineralanteil 1,25% aus. Soll man den höheren Schwermineralgehalt der Grobsande der Abrasionsplatte an die verstärkte Wellen- und Strömungseinwirkung anknüpfen, so müssen wir die Konzentration im Querschnitte von Kuźnica mit der ehemaligen Konzentration im Strandsaum des Litorinameeres, vielleicht am Anfange der Litorinatransgression verbinden.

In der Beziehung auf die Küsten- und küstennahen Meeresablagerungen ist von wichtiger Interesse zu bemerken, dass fast allgemein ein Bezug zwischen der Konzentration und dem quantitativen Schwermineralbestand stattfindet. Je höheren Schwermineralanteil wir im Sediment treffen, desto höher ist der Gehalt der „schwersten“ unter den Schwermineralien. Zu diesen werden vor allem der Zirkon, Rutil und Granat (über 4,0 g/ccm) unter den durchsichtigen und Erze (etwa 5,0 g/ccm) unter den opaken Körner gerechnet (Nowak, 1962).

Gemäss dieser Mittabhängigkeit, trifft man den höchsten Granatgehalt in der Strandzone und auf der Abrasionsplatte von Rozewie, welcher bis 52,0% der durchsichtigen Schwermineralkörner erreicht. Hohe Granat-

werte wurden auch im nördlichen, tiefsten Teil des Querschnittes von Kuźnica festgestellt, wo erhöhter Schwermineralgehalt angetroffen wurde. Entsprechend des Granatvorkommens verteilen sich auch die Erze. Auf der erwähnten Abrasionsplatte wurden 72 Magnetit- und Ilmenitkörner auf 200 durchsichtige Schwerminerale getroffen.

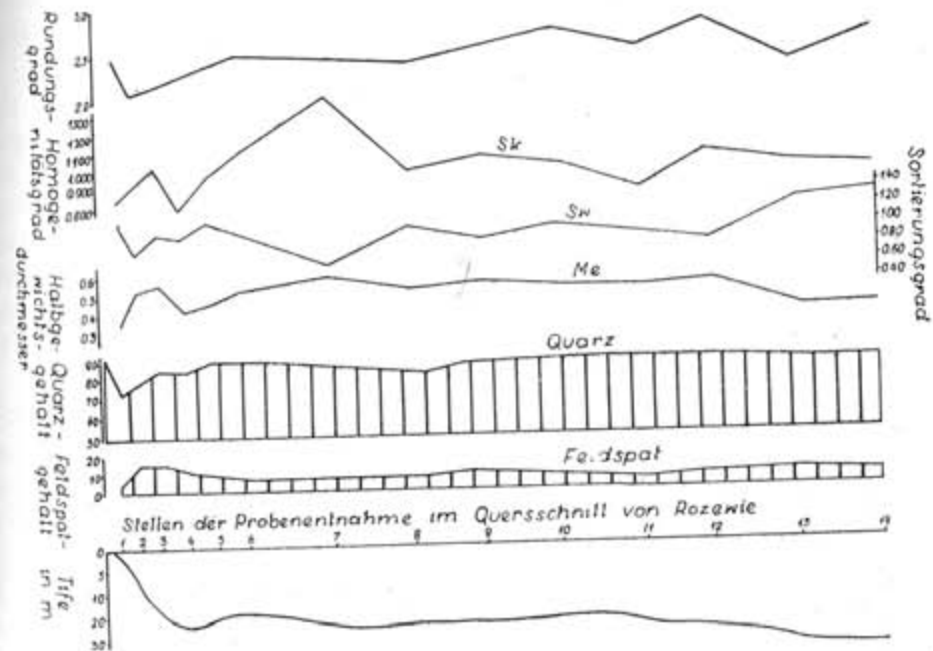


Abb. 4. Die Schwankung des Quarz- und Feldspatgehaltes, des Rundungsgrades der Quarzkörner, des Sortierungs- und Homogenitätsgrades der Bodenablagerungen im Querschnitt von Rozewie

Schwermineralarme Sedimente, z.B. sandige Schlicke und schlickige Sande im Querschnitte von Hel haben nur 1,5% Granat und 1,0% Erzkorn auf 200 durchsichtige Mineralien in der Schwerfraktion. Auch im Querschnitte von Kuźnica in der Tiefe von 10–20 m, 0,7 bis 4,0 km von der Küste, treffen wir nur 2,5 bis 7,5% Granat und 1 bis 9 Magnetit- und Ilmenitkörner.

Diametral zum Granat und Erzbestand verteilt sich Amphibol, Biotit samt Chlorit und Glaukonit unter den durchsichtigen- und unbestimmte, saussurisierte- unter den opaken Körner. Bezeichnend ist die qualitative Mitabhängigkeit dieser Mineralien. Dort wo die hydrodynamischen Kräfte, welche auf den Boden einwirken, von minderer Intensität sind, z.B. im tiefsten Teil der Strandböschung von Rozewie, wie auch in der Mulde zwischen der Strandböschung und dem südlichen Teil der Abrasionsplatte gelegen, teilweise auch im nördlichen Teil der Platte überwiegen unter den durchsichtigen Mineralien Amphibol (48,0 bis 54,5%), Glaukonit (14,0 bis 19,0%) und Biotit. Den letztgenannten treffen wir in der erwähnten Mulde 32,5%.

Es ist daher zu bemerken, dass der Verarmung von Amphibol in Akumulationsbezirken eine parallele Anreicherung von Biotit, in besonderen Fällen auch von Glaukonit begleitet. Sehr scharf kommt diese Begebenheit des „Vertreten“ von schwerer Mineralien durch leichtere in den Querschnitten von Kuźnica und Hel zum Ausdruck. Gegenüber Kuźnica,

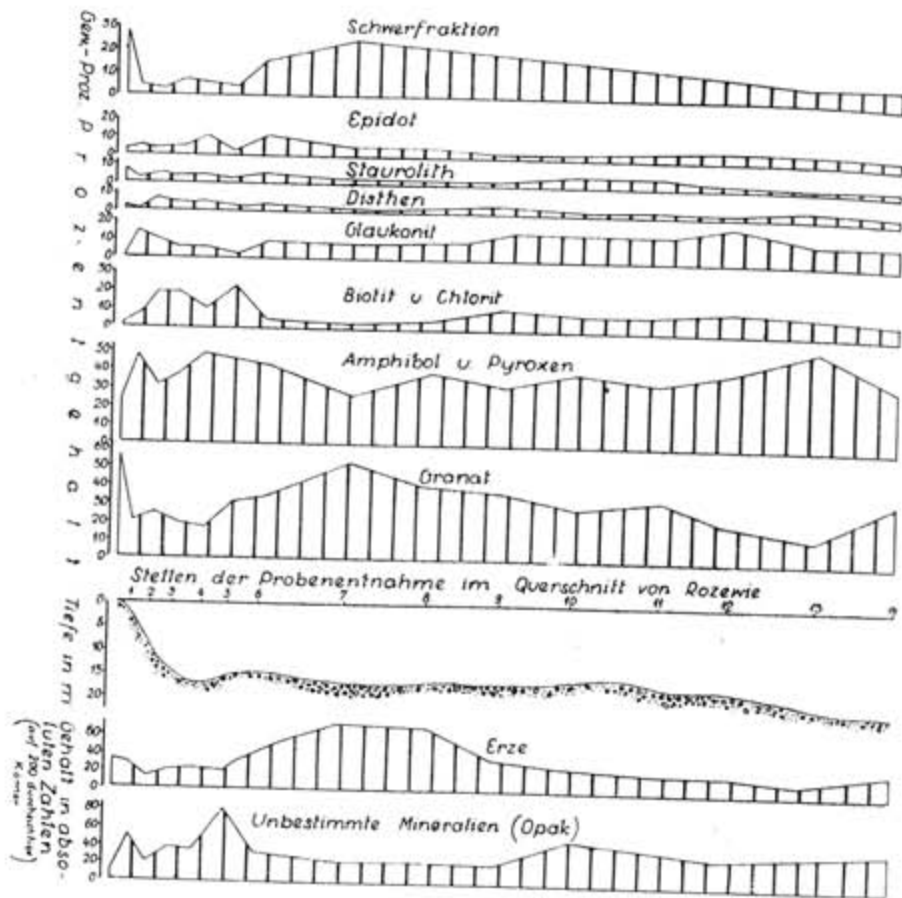


Abb. 5. Die Schwankung des Schwermineralbestandes und des Anteiles der Schwerfraktion im Querschnitt von Rozewie

in der granatarmen Zone wird eine geringe Amphibol- und eine hohe Glaukonit- und Biotitanreicherung festgestellt (bis 25,5% Glaukonit). Im Querschnitt von Hel wird der Amphibol in der Strandzone angereichert; tiefer in den Schlicksanden und den sandigen Schlicks kommt vor allem der Biotit vor (bis 95,5%).

Solchartiger, allmählicher Ausfall der schwereren Mineralien auf dem Wege von Rozewie bis zur Spitze der Halbinsel von Hel deutet auf die Verfrachtung des Sandmaterials in derselben Richtung. Der grösste Teil des Materials stammt selbstverständlich aus weitem Westen, den übrigen Teil fördert die Abrasionsplatte von Rozewie; auf dies weist die hohe Granat- und Erzanreicherung. Den Biotit treffen wir auf der Abrasions-

platte sehr selten, besonders in seinen südlichen Teil. Im tieferen Teil der Strandzone des Querschnittes von Kuźnica wird eine starke Verarmung an Schwermineralien, besonders an Granat und Erze nebst einer kleinen Amphibol (Selbstgewicht 3,2 g/cm) und hoher Biotitanreicherung (Selbstgewicht 3,0 g/cm) festgestellt. In den Sanden der Strandzone im Schnitt von Hel herrscht dagegen Amphibol; in den Schlicksanden und Schlicksanden herrscht vor allem Biotit (siehe Abb. 3).

Betreffs der übrigen Schwermineralien-es handelt sich hauptsächlich um Staurolith, Epidot und Disthen-wurde festgestellt, dass ihrer Gehalt gegen Südosten, parallel zur Küste abnimmt. Es sei hier beigefügt, dass die höchste Schwermineralanreicherungen nicht immer mit den Maximalanreicherungen von Granat zusammenfallen. Dieses Erscheiniss beruht vielleicht im Unterschied des Selbstgewichtes von Granat einerseits und den oben erwähnten Mineralien andererseits. Einen Zuschlag von Disthen können wir voraussichtlich an das Auswaschen Disthen-reicher Miozän-schlepplinge aus der Steilküste von Rozewie-Lisi Jar anknüpfen.

Am erforschten Küstenabschnitt haben wir also mit einer typischen Schwerkraftselektion unter Einfluss der hydrodynamischen Bedingungen zu tun. Solche Begebenheiten wurden auch an anderen Küstenstrecken wie auch in der ufernahen Ostseezone in den Grenzen Polens festgestellt (Nowak, 1963).

Die qualitativen Mineralbestandsschwankungen (der Schwer- und Leichtmineralien) im Querschnitt von Rozewie sind in den Abbildungen 4 und 5 dargestellt. Aus den Zeichnungen geht hervor, dass diese Schwankungen von der Bodengestalt, also von der Stärke der Wellen- und Strömungswirkung auf den Boden abhängig sind. Dieses beurteilt auch die Kornverteilung und die Rundung der Quarzkörner. Bezüglich der Schwermineralien sind diese Folgerungen in der Tabelle 10 zusammengebracht.

Tabelle 10
Mittlerer Schwermineralbestand und Anteil dieser Mineralien in den Sedimenten der erforschten Querschnitte auf der Sandbank von Hel

Querschnitt	Prozentgehalt											Gehalt in absoluten Zahlen (in Bezug auf 200 durchsichtige Körner)			
	Schwermineralgehalt in Gewichtsprozenten	Granat	Amphibol u. Pyroxen	Epidot u. Zoisit	Turmalin	Zirkon	Staurolith	Disthen	Glaukonit	Rutil	Apatit	Biotit u. Chlorit	Übrige	Erze	Unbestimmte
Rozewie	1,05	27,9	39,0	4,3	1,2	0,4	3,1	2,8	10,4	0,3	0,3	9,9	0,4	29,8	35,8
Kuźnica	0,72	19,7	41,0	4,6	1,5	0,4	3,1	2,2	13,0	0,3	0,1	13,6	0,6	13,4	44,4
Hel	0,09	9,2	35,7	3,0	0,5	—	0,3	1,2	9,0	—	—	39,5	1,2	6,0	68,6
Hel (nur Sande)	0,11	13,0	53,3	4,5	0,8	—	—	1,8	13,5	—	—	12,5	1,2	8,4	89,0
Mittelwerte	0,85	22,3	39,7	4,3	1,3	0,3	2,8	2,4	11,2	0,3	0,2	14,7	0,5	21,1	42,0

Tabelle II
Vergleich des mittleren Schwermineralbestandes der Meeres- und Landsedimente der Sandbank von Hel

Art der Sedimente	Schwerminerale halt in Gewichts- prozenten	Prozentgehalt											Gehalt in absoluten Zahlen (in Bezug auf 200 durchschnittige Körner)		
		Granat	Amphibol u. Pyroxen	Biotit u. Chlorit	Glaukonit	Epidot u. Zoisit	Staurolith	Disthen	Tourmalin	Zirkon	Rutil	Apatit	Übrige	Erze	Unbe- stimmte
Meeressediment	3,99	32,0	44,6	2,8	4,4	5,0	4,3	3,0	2,3	0,5	0,6	0,2	0,3	26,2	37,6
Landsediment	0,85	22,3	39,7	14,7	11,2	4,3	2,8	2,4	1,3	0,3	0,3	0,2	0,5	21,4	42,0
Unterschied	3,14	9,7	4,9	11,9	6,8	0,7	1,5	0,6	1,0	0,2	0,3	0,2	0,2	4,8	4,4
Differenz des Gehaltes der Schwerminerale des Meeresteiles zum Landteile: (Landsedi- ment=100) in Prozent	21,3	69,7	89,0	525,0	254,5	71,7	65,1	80,0	56,5	60,0	50,0	100,0	166,7	81,7	111,7

Der mittlere Schwermineralbestand des unterseeischen Teiles der Sandbank von Hel ist im Verhältniss zum Landteile viel ärmer an Granat, ärmer an Amphibol, Turmalin, Zirkon, Staurolith, Disthen und Rutil. Im Gegensatz zu diesem, konstatiert man eine Anreicherung von Biotit, Chlorit und Glaukonit. Unter den undurchsichtigen Mineralien kommen in den Meeressedimenten weniger Erze, aber viel mehr saussurisierte Körner vor. In einzelnen wurden diese Schwankungen in der Tabelle II zusammengefasst.

7. Endschlüsse.

- 1) Sowohl die Abrasion des glazialen Plateau von Swarzewo und der weiter nach Westen gelegenen Küstenzone, sowie auch die Richtung der Küstennaher Sandverfrachtung entlang der Halbinsel Hel gegen Osten sind eng an die ziklonale Luftzirkulation anzuknüpfen.
- 2) Die Küstendynamik des erforschten Abschnittes ist nur auf Grund eingehender geologisch-geomorphologischer Forschungen der Sandbank zu verfolgen. Sedimentpetrographische Untersuchungen dienen in dieser Beziehung als Hilfsmethode und erleichtern das genaue Erkenntniss des Küstenvorganges.
- 3) Die Meeressedimente der Sandbank von Hel sind nicht nur im Bezug auf den Allgemeinmineral- und Schwermineralbestand sondern auch im Bezug auf die Kornverteilung wie auch die Rundung der Quarzkörner differenziert. Diese Differenzierung kommt in Ausdruck nicht nur vertikal, sondern auch parallel zur Küstenlinie und ist unmittelbar von der hydrodynamischen Auslese der Sedimente, also von den Abrasion-Transport- und Akkumulationsvorgängen abhängig.
- 4) Je weiter wird das Material nach Südosten verschoben, wächst in den Meeressedimenten der Sandbank die Beimenge von Fein und Mehlkorn, was in der Folge in der Gegend von Hel eine quantitative Sedimentänderung mitbringt. Parallel zum Kornverteilungswechsel ändert sich der Wert des Halbgewichtsdurchmessers und im kleineren Ausmasse des Sortierungs und Homogenitätsgrades. Am besten sind die Mehl- und Feinsande von Kuźnica sortiert. Den höchsten Homogenitätsgrad stellen wir daher in den Schlicksanden von Hel fest.
- 5) Der Rundungsgrad der Quarzkörner ist grösser in den Sanden von Rozewie und Kuźnica, als in den Schlicksanden von Hel. Gegenüber Rozewie bemerkt man eine deutliche Erhöhung des Rundungsgrades auf der sogenannten Abrasionsplatte, wie auch in Strandsaum; am schwächsten sind die Quarzkörner im Nordteil der Strandböschung und in der Mulde zwischen dem Strande und der erwähnten Abrasionsplatte gerundet.
- 6) Der Mineralbestand der Meeressedimente der Sandbank schwankt in sehr breiten Grenzen. Im Querschnitt von Rozewie wird der grösste Quarzgehalt auf der Abrasionsplatte und in der Strandzone angetroffen, den höchsten Feldspatgehalt dagegen stellen wir auf der

Strandböschung und in der Mulde zwischen der Strandzone und der Abrasionsplatte fest. Parallel zur Küste, mit der Entfernung von Rozewie nach Südosten mindert der Quarzgehalt. Dagegen aber werden Biotit, Muskovit, Tonminerale und Feldspat angereichert.

Unter den Schwermineralien der Meeresablagerungen zum Gegensatz zu den Landablagerungen trifft man weniger Granat, Erze, Epidot samt Zoisit, Turmalin, Zirkon, Staurolith, Disthen und teilweise auch Amphibol. Vier mal ärmer ist auch der gesamte Schwermineralanteil. Demgegenüber wächst die Menge von Glaukonit, der unbestimmten, saussurisierten Mineralien und besonders die Menge von Biotit und Chlorit. Die kleinere Beimege von Glaukonit und Biotit mit Chlorit in den Landablagerungen ist vielleicht an den intensiveren Zersetzungsprozess in subaeralen Bedingungen zu knüpfen. Einen gewissen Einfluss hat hier auch das Wegblasen dieser Körner-besonders der Glimmer-durch starke Winde.

LITERATURVERZEICHNIS

- AUGUSTOWSKI, B.: Morfologia doliny Chlapowskiej na tle rozwoju klifu Kępy Swarzewskiej. „Zeszyty Geograficzne WSP w Gdańsku“ Nr. 3, Gdańsk 1961.
- BĄCZYK, J.: Gèneses du Presqu'île de Hel sur la base du développement du Golfe de Gdańsk. „Baltica“ t. 1, Vilnius 1963.
- BĄCZYK, J.: Morphologie du fond de la partie Ouest du Golfe de Gdańsk. VI Kongres INQUA w Polsce. Warszawa 1961.
- BĄCZYK, J.: Influence des conditions météorologiques sur les courants marins du Golfe de Gdańsk. „Cahiers Océanographiques et d'Études des Côtes“, Paris, Novembre 1963.
- BĄCZYK, J.: Atlantyckie formy litoralne na wybrzeżach Zatoki Gdańskiej. Przewodnik VII Ogólnopolskiego Zjazdu PTG w Gdańsku. 1962.
- BĄCZYK, J. i NOWAK, B.: Wpływ rzeźby na zróżnicowanie składu mineralnego osadów powierzchniowych na Półwyspie Helskim. „Czasopismo Geograficzne“ Warszawa—Wrocław Nr. 3, 1963.
- BĄCZYK, J.: Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej. „Dokumentacja Geograficzna I. G. PAN“, Warszawa 1963.
- DAVIDSSON, J.: Sedimentpetrografiska undersökningar längs Öresundskusten vid Råå. „Medd. Dansk. geol. foren.“ Nr. 1, 1958.
- DEMEL, K.: O prądach przy cyplu półwyspu helskiego. „Archiwum Hydrobiologii i Rybactwa“ T. V. Warszawa. 1923.
- GIERLOFF, H. G.—Nehrungen und Lagunen. Gesetzmäßigkeiten ihrer Formenbildung und Verbreitung. „Peterm. Geograph. Mit.“ H. 2, 1961.
- GROBA, E. und LUDWIG, G.: Sedimentologische Untersuchungen zum Erkennen von Entmischungen der Sedimente an der Aussenküste von SE-Rügen und im Greifswalder Bodden. „Geologie“, Nr. 7, 1957.
- KRZEMINSKA, A.: Skład granulometryczny i mineralny piasków z profilu t. zw. Zatoki Koszalińskiej. „Prace Instytutu Morskiego“ Nr. 11. Gdańsk 1961.
- KUENEN, Ph. H. A.: Sand-its origin, transportation, abrasion and accumulation. „L. Toit Mem. Lect.“ Nr. 6, 1959.
- LUDWIG, G. und VOLLBRECHT, K.: Die allgemeinen Bildungsbedingungen litoraler Schwermineralkonzentrate und ihre Bedeutung für die Auffindung sedimentärer Lagerstätten. „Geologie“ Nr. 3, 1957.

- LOMNIEWEKI, K.: Hydrographic Problems at the Baltic Polish Coast „Przegląd Geograficzny-Supplement“ t. XXXII, Warszawa 1960.
- Mc MASTER, R. L.: Mineralogy as an indicator of beach sand movement along the Rhode Island shore. „Journ. Sed. Petrol.“ Nr. 3, 1960.
- NOWAK, B.: O współzależności między składem mineralów ciężkich a stopniem ich koncentracji. „Wszecławiat“ Nr. 10, 1962.
- NOWAK, B.: Hydrodynamiczne zróżnicowanie składu mineralów ciężkich w osadach dennych Południowego Bałtyku na odcinku Jez. Bukowo-Jez. Lebsko. „Materiały do Monografii Polskiego Brzegu Morskiego“, z. 5, 1963.
- PAZDRO, Z.: Hel bay and the cliff of the Swarzewo isolated moraine plateau. VI Congress INQUA, Guide Book of Excursion, part 1, 1961.
- PETTJOHN, F. J.: Sedimentary Rocks. New York 1949.
- SANDEGREN, R. i SAMSONOWICZ, J.: O wierceniu w Juracie i Jastarni. „Forhandlingar Geologiska Foreningens“. 1938.
- SAWICKA, E.: Minerale ciężkie w piaskach plażowych polskiego wybrzeża Bałtyku. „Biuletyn Instytutu Geol.“ Warszawa 1953.
- SIMON, G. W.: Über die in Sedimenten erhaltene petrographische Abbildung dynamischer Vorgänge. „Zeitschrift d. deutsch. Geol. Gesellschaft“ Nr. 87, 1935.
- SLOMIANKO, P.: Badania brzegowe na Półwyspie Helskim. „Archiwum Hydrotechniki“ T. 11, z. 4. Gdańsk 1959.
- SZAWERNOWSKI, P.: Zapiaszczanie portu we Władysławowie. „Technika i Gospodarka Morska“ Nr. 8. Gdańsk 1956.
- SZCZERBAKOW, F. A.: Niektóre uwarunkowania koncentracji ciężkich mineralów w przybrzeżnych morskich nanosach. „Doklady AN SSSR“ Nr. 2, 1958.
- TUBIELEWICZ, W.: Zmiany brzegowe u nasady Półwyspu Helskiego, Materiały Historyczne. „Rozprawy Hydrotechniczne“, z. 2, 1957.
- WATOCKI, W.: Der Granatsand von Hel am baltischen Meer Bull. Inst. de l'Academie Polonaise des Sciences et des Lettres, 1928.
- ZENKOWICZ, W. P.: Niektóre zagadnienia brzegów polskiego Bałtyku. „Technika i Gospodarka Morska“ Nr. 9. Gdańsk 1955.

[Manuskript eingegangen: 7.5.1964]

THE DIFFERENTIATION OF THE MINERAL COMPOSITION OF SAND SEDIMENTS IN THE UNDERWATER BANK OF HEL

by

L. BĄCZYK & B. NOWAK

SUMMARY

Geomorphological studies and mineral analysis of bottom sediments sampled in the western part of the Gdańsk Bay were carried out in 1961. The aim of the studies was to disclose by analysis the movement of the bottom refuse of the Hel's underwater bank in the sector between Rozewie and Hel. For the mineral analysis of sediments 32 samples were taken from the bottom of the Bay in three profiles situated vertically to the Hel Peninsula, whereby Petersen's sampler was used.

The coast sector subjected to these studies is an underwater sandbank formed at the time of the Holocene at the beginning of the Ancylus. The contemporary hydrodynamic processes which shape the surface of the bay

bottom are under the influence of cyclonal systems of circulation prevailing over the whole year. These cyclonal systems of circulation are the cause that most of the winds recorded in this sector come from W, NW, and SW, and they influence the movement of the water as well as the bottom refuse. Mineral analysis showed their physical changes and translocations in accordance with climatic and hydrographic changes in the Bay.

The basic material, which was thoroughly examined, was quartz in a sandy fraction. The degree of enclosure quartz grains is greater in the sections of Rozewie and Kuźnica, than in the section of Hel. Opposite Rozewie there is noted an increase in the quartz grain enclosure within the area of the abrasive terrace and in the beach region.

The sediments are differentiated not only with regard to their mineral compound and their heavy mineral compounds, but also with regard to their mechanical composition and grain enclosure. This differentiation distinguishes itself in the vertical direction to the shore as well as on the parallel line to it, and it is strictly connected with the hydrodynamic selection of sediments, i.e. with the processes of abrasion, transport and accumulation.

The addition of fine-grained and dusty fraction in sediments increases in relation to the distance on the line from Rozewie towards SE. Proportionally to this changes the median value and, to a lesser degree, the outsortings and the homogeneousnesses. Best outsorted sediments are very fine grained sands in the section of Kuźnica. The most homogeneous material are the slimy sands at the cap of the bank.

The mineral composition of the bank shows a parallel differentiation.

Most quartz is found in the region of the beach in the section of Rozewie and on the surface of the abrasive terrace, whereas most (feldspars) appear in the sediments of the beach inclination, or the decline between the inclination and the terrace.

The contents of quartz decreases gradually, depending on the distance from Rozewie, whereas the amount of biotite, muscovite and loamy minerals decreases; also slightly feldspars.

Depending on the distance from the shore and parallel to it changes the composition of heavy minerals. In the section of Rozewie there is most granate and least amphibole, glauconite, biotite with chlorite. On the distance line from Rozewie gradually decreases in sediments the contents of granite, magnetite with ilmenite, circon, rutile, staurolite, dysten, turmalin and apatite. There increases however the contents of biotite with chlorite in sediments of sands mixed with slime, and amphiboli as well as glauconite in sandy sediments. The increased contents of "lighter" minerals among the heavy fraction in the direction of SE is a proof of a gradual gravitative selection under the influence of hydrodynamics. The considerable amount of granite magnetite with ilmenite at Rozewie gives proof for an active abrasion. About the accumulative character of the sediments at Hel gives a proof the great participation of amphiboli,

glauconite and biotite in sandy sediments, and biotite with chlorite in sandy sediments mixed with slime. In comparison with the sediments in that part of the Hel's bank which is above water, there is in the bottom sediments a decrease of quartz content, and an increase of contents of biotite, muscovite, loamy minerals and feldspars from among light minerals. From among heavy minerals however — in comparison with shore sediments — a decrease of their weight contents (more than 4 times) was noted, especially in granite, magnetite with ilmenite, epidote with zoizite, turmalin, circon, staurolite, dysten, rutile and partly amphiboli. In bottom sediments increases however the amount of biotite, chlorite, glauconite, and undefined minerals. The smaller contents of glauconite and biotite with chlorite in the shore sediments of the Peninsula is probably connected with an intensive deterioration of these minerals due to subaerial conditions, and partly to the action of winds.

It is noteworthy to underline the usefulness of mineral analysis of sea sediments for studies regarding the identification of geomorphologic and hydrographic processes.

The application of complex studies on the movement of bottom refuse gives better results when more methods are used.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХЕЛЬСКОЙ ПЕСЧАНОЙ БАНКИ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ С ПОМОЩЬЮ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Ю. БОНЧИК и Б. НОВАК

РЕЗЮМЕ

Исследования дифференциации минералогического состава песчаных осадков Хельской банки были проведены в 1961 г. по трем створам перпендикулярно к берегу (Розеве, Кузница и Хель-Гора шведов). Взято всего 42 пробы, в том числе 10 на пляже и 32 из подводной части банки. Целью данных исследований было выявление морфологических преобразований подводной части банки под влиянием гидродинамических факторов и выяснение характера движения, а также направления перемещения донных отложений, на основе применения подробных минералогических исследований. Проведено батиметрическое и морфологическое изучение морского дна, механические и минералогические анализы осадков с целью выявления как качественного, так и количественного состава тяжелых минералов.

Подводная песчаная отмель Хельского полуострова расположена над ледниковыми отложениями последнего оледенения и представляет собою полосу мощной аккумуляции. В некоторых частях банка подвержена размыву. Начало формирования этой банки следует отнести к атлантическому периоду.

Банка сложена преимущественно кварцевым песком. Осредненный минералогический состав имеет следующий вид: кварц — 85,5%, полевые шпаты — 8,8%, биотит — 2,2%, мусковит — 1,3%, илистые минералы — 1,1%, акцессорные (тяжелые) минералы — 1,3%. Обломки раковин составляют 0,2%. Такой состав характерен для мелкозернистых песков (0,1—0,25 мм).

По направлению к Гданской впадине количество кварца сокращается за счет увеличения содержания слюд, главным образом, биотита, выветрелых минералов, полевых шпатов, обломков раковин. Количество органической примеси возрастает 40-кратно. По сравнению с осадками Хельской косы, здесь наблюдается уменьшение содержания кварца и минералов тяжелой фракции. На подводной банке в меньшем количестве присутствуют рудные минералы, главным образом, магнетит с ильменитом, гранат, циркон, ставролит, кианит, рутил и апатит. Количество амфиболов и пироксенов, хлорита, биотита и выветрелых минералов, наоборот, увеличивается. По сравнению с наземными отложениями Хельской косы в песках банки количество граната сокращается на 30%, амфиболов и пироксенов — 11%, рудных — 18%, турмалина — 43,5%, ставролита — 35%, рутила на половину, а циркона на $\frac{2}{3}$. Некоторое процентное снижение наблюдается и у эпидота.

В осадках банки количество биотита возрастает почти 5-кратно, глауконита и выветрелых минералов около 13%. Весовое количество тяжелых минералов по сравнению с песками Хельской косы снижается больше, чем в 4 раза.

По вертикали к береговой черте наибольшее количество кварца сосредоточено в приурезовой полосе, а также на так называемой «подводной абразионной платформе», напротив населенных пунктов Розеве и Кузница. На склоне банки, главным образом, напротив Горы шведов количество кварца сильно уменьшается (от 94% до 48,5%). Промежуточная полоса дна, разделяющая абразионную и аккумулятивную части, незначительно обеднена кварцем, но обогащена полевыми шпатами.

Наиболее богата тяжелыми минералами абразионная полоса, в то время как на участке аккумуляции наблюдается уменьшение их содержания. Подобным образом происходят изменения рудных минералов, граната, ставролита и, частично, кианита. Амфиболы с пироксенами в наибольшем количестве накапливаются в пляжево-прибрежной полосе аккумуляции, а также в зоне частичной аккумуляции, расположенной между пляжем и подводной абразионной платформой. Аналогично распределяются и выветрелые минералы. Минералы чешуйчатого строения, в основном, биотит и хлорит, в больших количествах накапливаются у подножья песчаной банки. Наибольшее их количество установлено у Хеля, где биотит составляет до 95% всей тяжелой подфракции.

Основное направление перемещения донного материала с запада на восток установлено на основе изменений минералогического состава песков различной гидравлической крупности. Детерминантами динамической деформации осадков (наносов) под влиянием течений и волнений

являются минералы из группы граната, рудных, роговой отманки, пироксенов, хлорита, биотита и выветрелых минералов.

В прибрежной зоне Хельской косы и Хельской подводной банки установлены следующие полосы:

- а) прибрежной (пляжевой) аккумуляции, которая одновременно служит местом интенсивного перемещения материала;
- б) частичной аккумуляции у подножия зоны подводных песчаных валов, расположенной перед полосой абразии;
- в) подводной абразии;
- г) отдаленной от берега аккумуляции песков;
- д) аккумуляции алевритов.