



1970

4

*Submitted to
the VIth International
INQUA Congress
PARIS, France, 1969*

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

BALTICA

4

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

„MINTIS“

VILNIUS — 1970

АКАДЕМИЯ НАУК ЛИТОВСКОЙ ССР
ОТДЕЛ ГЕОГРАФИИ
СОВЕТСКАЯ СЕКЦИЯ ИНКБА

BALTICA

4

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

Редактор В. К. ГУДЕЛИС

„МИНТИС“

ВИЛЬНЮС — 1970

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER LITAUISCHEN SSR
GEOGRAPHISCHE ABTEILUNG
SOWJETISCHE SEKTION INQUA

BALTICA

4

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

Redakteur: V. GUDELIS

„MINTIS“



VILNIUS—1970

LIETUVOS TSR MOKSLŲ AKADEMIJA
GEOGRAFIJOS SKYRIUS
INQUA TARYBINĖ SEKCIJA

BALTICA

4

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

Redaktorius: V. GUDELIS

„MINTIS“



VILNIUS—1970

Четвертичная геология и палеогеография Балтийского моря
 Quaternary geology and palaeogeography of the Baltic Sea
 Quartärgeologie und-paläogeographie der Ostsee
 Baltijos jūros kvartero geologija ir paleogeografija

BALTICA

CONTENTS — СОДЕРЖАНИЕ — INHALT

<i>NILSSON, E.:</i>	
On the late-Quaternary history of Southern Sweden and the Baltic basin	11
Über die spätquartäre Entwicklung Südschwedens und des Ostseebeckes	31
<i>НИЛЬСОН, Э.:</i>	
О позднечетвертичной истории развития Южной Швеции и бассейна Балтийского моря	31
<i>ДАВЫДОВА, Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ, Р. Н., КВАСОВ, Д. Д., МАСИЦКА, Г., СПИРИДОНОВА, Е. А.:</i>	
Новые данные по стратиграфии донных отложений южной Балтики	33
<i>DAVIDOVA, N. N., JINORIDZE, E. N., KVASOV, D. D., MASICKA, G., SPIRIDONOVA, E. A.:</i>	
New data on stratigraphy of bottom deposits of the Southern Baltic	45
Neue Angaben über die Stratigraphie der Grundablagerungen der südlichen Ostsee	47
<i>ВИШНЕВСКАЯ, Е. М., КЛЕЙМЕНОВА, Г. И.:</i>	
Палеоботаническая характеристика поздне- и послеледниковых отложений района Выборга	49
<i>VYSHNEVSKAJA, E. M., KLEIMENOVA, G. I.:</i>	
Paleobotanical character of late- und post-glacial deposits of the Vyborg (Viipuri) area	63
Paläobotanische Charakteristik der Spät-und Nacheiszeitlichen Ablagerungen des Gebietes von Wiborg	64
<i>КВАСОВ, Н. Н., КАБАНОВА, И. П., ДАВЫДОВА, Н. Н.:</i>	
Основные вопросы позднеледниковой истории восточной Балтики	65
<i>KVASOV, D. D., KABANOVA, I. P., DAVIDOVA, N. N.:</i>	
Main Questions of the late-Glacial history of the East Baltic	90
Hauptfragen der spätglazialen Geschichte der östlichen Ostsee	91
<i>СОКОЛОВА, Л. Ф., МАЛЯСОВА, Е. С., ВИШНЕВСКАЯ, Е. М.:</i>	
Новые данные о континентальных мгинских межледниковых отложениях в центральной части Карельского перешейка	93
<i>SOKOLOVA, L. F., MALIASOVA, E. S., VISHNEVSKAJA, E. M.:</i>	
New data about the continental interglacial deposits in the central part of the Karelian Isthmus	101
Neue Befunde von kontinentalen Ablagerungen der Mga- Interglazialzeit im zentralen Teil der Karelischen Landenge	102
<i>ГУДЕЛИС, В. К.:</i>	
Общие черты геологии и геоморфологии дна центрального сектора Балтийского моря	103
<i>GUDELIS, V. K.:</i>	
Main features of geology and bottom topography of the Mid-Baltic Sea	112
Grundzüge der Geologie und Bodengestaltung der Mittleren Ostsee	113

<i>БЛАЖЧИШИН, А. И., УСОНИС, М. М.:</i>	
Особенности осадкообразования в юго-восточной части Балтийского моря по данным минералогического анализа	115
<i>BLAZHCHISHIN, A. I., USONIS, M. M.:</i>	
Sedimentation characteristics in the south-eastern part of the Baltic Sea on the data of mineralogical analysis	143
Die Eigentümlichkeiten der Sedimentbildung im südlichen Teil der Ostsee auf Grund der mineralogischen Analyse	144
<i>БЛАЖЧИШИН, А. И., ЛИТВИН, В. М., ЛУКОШЯВИЧЮС, Л. С., РУДЕНКО, М. Б.:</i>	
Новые данные по рельефу дна и строению осадочной толщи центральной части Балтийского моря	145
<i>BLAZHCHISHIN, A. I., LITVIN, V. M., LUKOSEVICIUS, L., RUDENKO, M. V.:</i>	
New data on the bottom topography and sedimentary structure in the central area of the Baltic Sea	165
Neue Daten über die Geomorphologie des Meeresbodens und die Struktur der Sedimentdecke im zentralen Teil der Ostsee	166
<i>БИРЮКОВ, С. Н., ДУБРОВ, Е. Ф., ИВАНОВ, Ю. А.:</i>	
Некоторые результаты работ методом звуковой геолокации в Гданском заливе	169
<i>BIRUKOV, S. N., DUBROV, E. F., IVANOV, J. A.:</i>	
Some results of the geoaoustic sounding in the Bay of Gdańsk	180
Vorläufige Angaben einer geoaustischen Sondierung in Danziger Bucht	180
<i>КОНДРАТЕНЕ, О., БЛАЖЧИШИН, А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ, Е. М.:</i>	
Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря	181
<i>KONDRATIENE, O., BLAZHCHISHIN, A. I., EMELJANOV, E. M.:</i>	
Compound and distribution of spores and pollen of the bottom sediments in the central and south-eastern areas of the Baltic Sea	193
Zusammensetzung und Verteilung der Sporen und Pollen in den Bodenablagerungen der zentralen und südöstlichen Teile der Ostsee	194
<i>ROSA, B.:</i>	
Einige Probleme der Geomorphologie, Paläogeographie und Neotektonik des südbaltischen Küstenraumes	197
Some problems of Geomorphology, Paleogeography and Neotectonics of the coastal zone of Southern Baltic	210
<i>РОСА, Б.:</i>	
Некоторые проблемы геоморфологии, палеогеографии и неотектоники побережья южной части Балтики	210
<i>ДОЛОТОВ, Ю. С., СТАУСКАЙТЕ, Р. А.:</i>	
О штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов на подводном береговом склоне (по материалам восточной Балтики)	211
<i>DOLOTOV, J. S., STAUSKAITE, R. A.:</i>	
Change of the heavy minerals content by storm on the submarine shore slope (based on the East Baltic materials)	224
Über die Stormveränderungen im Bestand von Schwermineralen auf der Schorre (Nach den Befunden aus der östlichen Ostsee)	225
<i>УЛЬСТ, В. Г.:</i>	
Исследования перемещения песчаных наносов в районе порта Клайпеда литологическими методами	227
<i>ULST, V. G.:</i>	
Investigation of the sand transportation in the area of Klaipėda harbour by means of lithological methods	244
Lithologische Untersuchung der Umlagerung sandiger Sedimente im Bereich des Hafens von Klaipėda	246

<i>ЮРГАЙТИС, А.:</i>	
О минералого-петрографическом составе пляжевых гравийно-галечных отложений юго-восточного побережья Балтийского моря	249
<i>JURGAITIS, A.:</i>	
On mineralogy and petrography of beach gravel and pebbles on the South-eastern Baltic Sea coast	255
Von dem mineralogisch-petrographischen Bestand des Kieses und Schotterers and der südöstlichen Küste der Ostsee	256
<i>ГАЙГАЛАС, А.:</i>	
Ареалы распространения эффузивных пород на дне Балтийского моря и их петрографическая характеристика (на основе изучения ледниковых валунов)	259
<i>GAIGALAS, A.:</i>	
Spread areas of the effusive rocks in the bottom of the Baltic Sea and their petrographic composition (on the basis of examination of the erratic boulders)	271
Verbeitungsgebiet der Ergussgesteine auf dem Ostseeboden und ihre petrographische Charakteristik (auf Grund der Leitgeschieben)	272
<i>ЛИНЧЮС, А., УГИНЧЮС, А.:</i>	
Пески и их тяжелые минералы на пляже Балтийского моря в районе порта Швянтоји	273
<i>LINCIUS, A., UGINCIUS, A.:</i>	
Baltic Sea beach sands at Sventoji harbour and their heavy minerals Sande des Ostseestrandes im Bereich des Sventoji Hafens und ihre Schwermineralgehalt	283
281	
<i>ВАСИЛЬЕВ, В. Г., ВИГДОРЧИК, М. Е.:</i>	
Проявление волновых движений земной коры на склоне Балтийского щита в поздние и послеледниковое время	285
<i>VASILJEV, V. G., VIGDORCHIK, M. E.:</i>	
Earth's crust undulations in the region of the slope of the Baltic Shield during the late- and post-Glacial times	294
Undulationen der Erdkruste im Bereich des baltischen Schildes während der Spät- und Nacheiszeit	295
<i>ГРАЧЕВ, А. Ф., ДОЛУХАНОВ, П. М.:</i>	
Послеледниковое поднятие земной коры в Канаде и в Фенноскандии	297
<i>GRACHEV, A. F., DOLUKHANOV, P. M.:</i>	
Postglacial crustal movements of Canada and Fennoscandia	311
Postglaziale Landhebung Kanadas und Fennoskandiens	312
<i>DREIMANIS, A.:</i>	
Are marine fossils in the quaternary deposits a sufficient evidence for marine deposition?	313
Ist die Anwesenheit von marinen Fossilien in den quartären Ablagerungen eine genügende Zeugniss ihrer marinen Ursprung?	321
<i>ДРЕЙМАНИС, А.:</i>	
Является ли присутствие морских фоссилий в четвертичных отложениях достаточным доказательством их морского происхождения?	322
<i>ВАПТЕКУНАС, П. П., ПУНИНИНГ, Я.-М., К.:</i>	
Некоторые итоги исследований палеогеографии и абсолютной геохронологии позднего этапа последней ледниковой эпохи в Прибалтике	323

<i>VAITIEKONAS, P., PUNNING, J. M.:</i>	
Some results of investigations into the paleogeography and absolute Geochronology of the last Glacial period in the Baltic Region	346
Über die Forschungsergebnisse der Paläogeographie und der absoluten Geochronologie des hochglazialen Abschnittes der letzten Vereisung im Baltikum	348
<i>SEREBRYANNY, L., RAUKAS, A., PUNNING, J.-M.:</i>	
Fragments of the natural history of the Russian Plain during the Late Pleistocene with special reference to radiocarbon datings of fossil organic matter from the Baltic region	351
Certains fragments d'histoire naturelle de la Plaine Russe dans le Pleistocène supérieur du point des datations radiocarbones des restes fossiles de a region Baltique	361
<i>СЕРЕБРЯННЫЙ, Л. Р., РАУКАС, А. В., ПУННИНГ, Я.-М., К.:</i>	
Фрагменты естественной истории Русской равнины в верхнем плейстоцене в свете радиоуглеродных датировок ископаемых органических материалов из Прибалтики	365

<i>BALTICA</i>	Vol. 4	Pag. 11—32	<i>Vilnius, 1970</i>
----------------	--------	------------	----------------------

ON THE LATE-QUATERNARY HISTORY OF SOUTHERN SWEDEN AND THE BALTIC BASIN

by

ERIK NILSSON, Västerhaninge

This paper contains an account of my investigation concerning the uplift of the earth-crust in Southern Sweden and also my study of the varved clay of the ice-lakes in order to follow and date the recession of the land-ice within this part of Sweden.

Since the beginning of the 1920's I have traced ancient shorelines, mainly those of ice-lakes, and determined their elevation. Early during this investigation, however, it turned out that the uplift of land had been *extremely regular* but also of a *greater magnitude* than Gerard De Geer, Henrik Munthe and other Swedish geologists claimed.

The dating of several of these shorelines by means of the varved clay enabled me to draw up a preliminary table (see fig. 11) showing the development of the various stages of ice-lakes in Southern Sweden well as the sequence of events in the History of the Baltic Basin. The study of the varved clay was extended by and by resulting in a revision of De Geer's Swedish time-scale.

In the year 1940 an imposing volume with the title „Geochronologia Suecica Principes“ was published by De Geer, describing one of his most famous works, the creation of the Geochronology based on varved clay, and giving the results when dating the recession of the land-ice through the Finiglacial sub-Epoch from the region of Stockholm northwards to the valleys of Indalsälven and Angermanälven in Norrland. Some small parts of this corresponding dating of the Gotiglacial sub-Epoch had been published earlier but the final account of the ice-recession, comprising the whole Gotiglacial time, had just been started in the year 1943 when De Geer died.

In order to date the ice-lakes of Southern Sweden, especially in Småland, I started in the year 1951 an investigation of the varved clay of these

lakes. From the beginning I used the then newly (1949) constructed sampler with metal foils by means of which it is possible to obtain undisturbed samples right through the clay down to its bottom.

The very first samples of varved clay, containing up to about 1000 varves were collected near the Bolmen Lake in the interior of Småland and enabled me to determine the recession of the land-ice northwards to the basin of Lake Vättern, and other samples E of this lake as well as from the plain of Östergötland and across Södermanland made it possible for me to follow up my local time-scale to a certain brown-coloured varve in the Stockholm region, which De Geer had chosen as the first varve of his Finiglacial sub-Epoch.

It was found necessary to alter the date of the brown-coloured varve near Stockholm owing to investigations performed in the valley of Indalsälven by C. Caldenius, R. Borell and J. Offerberg (Borell-Offerberg, 1955), for they discovered that two drainage-varves at Vikbäcken and Döviken in the Ragunda region, which according to De Geer should have been deposited during the same year, were not contemporaneous. They found that the Döviken varve must be at least 80 years older than that of Vikbäcken. By comparing the time-scales of De Geer, R. Lidén (1938) and Borell-Offerberg, I found that the time-difference between the two drainage varves in question is 84 years (E. Nilsson, 1960, fig. 1). As Lidén dated the Vikbäcken varve to 6839 B. C. (1944, fig. 1), the age of the Döviken varve should then be dated to 6923 B. C. The Döviken varve is now counted as varve number one of the Postglacial sub-Epoch.

During a remeasuring of the Finiglacial varves from the Indalsälven down to Uppsala, Bj. Järnefors (1963) found that 19 years must be added to the duration of the Finiglacial sub-Epoch determined by De Geer to 1073 years. As I assume that the same addition of 19 years is also valid for the Stockholm region, the first brown varve there should be dated to 8015 (6923+1073+19) B. C. Investigations by several Swedish geologists have shown that the salt water of the Yoldia Sea could not possibly have penetrated to the Stockholm region the same year as the drainage of the Baltic Ice-Lake at Billingen took place. It is now stated (E. Nilsson, 1968) that it was not until 198 years after this event that the seawater arrived to the Stockholm region. Thus the Billingen drainage occurred in the year 8213 B. C. In agreement with De Geer, we let this event mark the limit between the Finiglacial and the Gotiglacial sub-Epochs.

When I tried to extend the time-scale from the Bolmen region southwards, if possible back to the very beginning of the Gotiglacial sub-Epoch, it soon became clear that after some 15 km there was no varved clay at all, but luckily, in the Nissan Valley about 30 km W of Lake Bolmen, I found long, undisturbed varve-series at the brickyards of Sennen (ca 12 km N of the town of Halmstad) and of Slottsmöllan in this town. By means of diagrams from these two localities, containing 127 and 443 varves respec-

tively, I obtained a very good connection with diagrams from series in the Bolmen region.

At the Trönninge Brickyard (ca 7 km SE of Halmstad) another undisturbed series of 263 varves could easily be connected with those of Slottsmöllan and Sennen and also with a series containing 70 varves at Lejeby (SE of the town of Laholm). At Slottsmöllan, Trönninge and Lejeby the clay had been deposited in brackish water, and consequently the limit between the varves is not very distinct, but on the other hand, the regularly zoned colouring within each varve and also the great variation in thickness of the varves made it possible to establish a sure connexion between their diagrams.

These excellent series from Halland could also later be connected with series obtained from the Herkules Brickyard near Kristianstad and from Hanaskog in NE Skåne as with series from the brickyards at Jannesberg and Ronneby in Blekinge.

About 50 years ago E. Antevs measured a great number of localities of varved clay on the Kristianstad Plain in Blekinge (Antevs, 1915). He published a map showing the position of the ice-border at 20-year intervals, but no diagrams of the measured series. Within the northeastern part of his investigation area Antevs found a comparatively thick brown varve, which he marked -100 in his local time-scale. I also found this thick brown varve at the Herkules Brickyard. In the above-mentioned map the corresponding ice-border was drawn in a mainly eastwesterly direction. If this line is continued westwards it should pass Hässleholm and Tyringe.

The first drainage of the Baltic Ice-Lake took place through the valley at Tyringe, W of Hässleholm, and the varv, just mentioned, I consider to be what I call a *secondary drainage varve*. During the drainage of an ice-lake the outflowing water-masses erode the sediment on the most exposed parts of the lake-bottom and carry the material either outside the drainage-place where it is deposited as a *primary drainage varve* or it is deposited *within the lake* in lee of the flood-water as such a *secondary drainage varve*. By means of this varve the drainage of the Baltic Ice-Lake at Tyringe is now dated to 10214 B. C.

The erosion on the bottom of the Baltic Ice-Lake is clearly illustrated on the Kristianstad Plain, where the varve-series W of the Hammar Lake only contains some few decades of varves while the series E and W thereof hold 200—300 varves.

The ice-recession across the Kristianstad Plain was very regular but in the southwestern part of Skåne the recession was more complicated owing to the fact that it was interrupted by the arrival of the Low-Baltic Ice-Stream. But before this event and in the latest part of the Daniglacial sub-Epoch a considerable melting of the land-ice took place also in Skåne where the crest of the Romeleåsen was seen in a nunatak-lake which isolated dead-ice-fields S of the lake on the high-lying parts of the district.

H. Munthe called the nunatak-lakes: Upper and Lower Romele Ice-Lakes. They had their outlet on the surface of the land-ice and, during the following ice-melting they extended over the Lunda Plain and were finally lowered down to the level of the ice-sea. The intruding sea, which I call the *Daniglacial Ice-Sea-Bay*, covered the Öresund Valley down to Malmö and the Lunda-Plain and adjoining parts of western Skåne. Its sediments can be traced within these areas but not S. of Malmö.

The Low-Baltic Ice Stream entered Skåne from SE and S, went along the Öresund Valley up to Hallandsås (G. Ekström, 1936) in the N, and spread out over the Lunda-Plain. When the ice-stream arrived at its outermost position and how long it lasted there before it began to melt, is not known. At this position the Low-Baltic end moraine (also called the Malmö-Ystad moraine by De Geer) was built up. East of the ice-stream, an ice-lake was dammed up over the Lund-Plain and the valley towards the Vombsjö Lake; I have called this ice-lake the *Lunda Ice-Lake*.

When the Low-Baltic Ice-Stream began to withdraw, series of varved clay were deposited in the Lunda Ice-Lake at Bara, Tjustorp and Genarp S of the Lunda Plain, and at Ängelholm, in the ice-sea at Sällderviken. The oldest varve was then deposited at Bara in the year 10747 B. C. Then followed the series at Ängelholm, Genarp and Tjustorp, the bottom varves of which are dated 10749, 10705 and 10632 B. C. respectively.

N. Europe		N. America	E. Africa	Kashmir
Younger Drays Age Middle Swedish end-moraines	8100 — B. C. 8900 ..	Valders 8850 B. C.	End-moraines, ancient lakes E 2 E 1	Khapalu- moraines II I
Alleröd time Taberg Advance	9100 .. 9200 ..	Two Creeks 9050 B. C.	—	—
Older Dryas Age	10050 .. 10500 ..	Huron 10050 B. C.	—	—
Oldest Dryas Age Low Baltic Ice—Stream and endmoraines	11000 ..	11050 ..	D	Glacial advance 4
High Baltic Ice—Stream	Frankfurter stage	Cary	C	.. 3
Meridian Ice—Stream	Brandenburger stage	Tazewell	B	.. 2
Interstadial	Skaerumhede	Interstadial	Interstadial	—
Old Baltic Ice—Stream	Warthe stage	Iowan	A	.. 1
First Interglacial time	Eem	Sangamon	Last Interpluvial interglacial time	—

Fig. 1. Tentative correlations of the Upper Pleistocene climatic phase and their traces in N. Europe, N. America, E. Africa and Kashmir in India. These phases are named according to P. Woldstedt (N. Germany), R. Foster Flint (N. America), De Terra and Paterson, E. Norin (Kashmir) and E. Nilsson (S. Sweden and E. Africa).

The difference in dating between De Geer's time-scale and the new, revised one is comparatively small during the Finiglacial sub-Epoch but increases with the Gotiglacial time with the age of the time-scale. Thus it is 176 years at Lejeby (in S Halland), 644 years at Rörum (10 km N Simrishamn in E Skåne) and not less than 2384 years at Bara. The last very great difference depends, in the main, on the fact that De Geer was convinced that the building up of the Low-Baltic end moraine must have lasted about 2000 years.

With the help only of the short varve-series which at that time were available by digging De Geer could not bridge the „gap“ between Bara and other series in SW Skåne and those on the Kristianstad Plain, Ängelholm and the main Swedish time-scale, a gap which he thought to be very much wider than it really was. As we have seen above, the difference between the two series at Bara and Ängelholm is only 8 years, where De Geer found a difference of 2012 Years.

To the duration of the Finiglacial sub-Epoch determined by De Geer nineteen years must be added, but here his time-scale had to be reduced by 2384 years. The bottom varve at Bara is the oldest varve hitherto found in Skåne, but how long before did the Low Baltic Ice-Stream attain its extreme position? Or, in other words, where in the time-scale shall we draw limit between the Daniglacial and the Gotiglacial sub-Epochs? At present we do not know, but it is likely that this limit must be placed at about 11000 B. C. (see the table in fig. 11).

This table is an attempt to summarize the sequence of events built on now available data to illustrate some aspects of the late-Quaternary history of southern Sweden.

Sedimentation continued in the Lunda Ice-Lake for about 90 years. As the recession of the land-ice seems to have been quick, the ice-lake extended rapidly especially southwards, through the Fyle Valley and passed the Ystad region into the Baltic Basin. This was also owing to the fact, that the outlet of the lake was situated at its northernmost part which caused the lake to transgress towards the south.

In the year 10655 B. C. a most interesting and significant event occurred. In northern Germany enormous masses of water from the rivers and the melting land-ice, which had hitherto run westwards S of the Low Baltic Ice-Stream to the sea, broke through this ice and flowed through the Lunda Ice-Lake to the sea in the bay of Skälderviken. The outflow-threshold of the lake was lowered and the Sjöbo Ice-Lake came into existence. This flood, which was followed by six others during the next 42 years, caused enormous erosion in the Fyle Valley and of the sediment on the Klingvall Plain. These seven drainage-catastrophes are registered by primary drainage-varves at Ängelholm and by secondary drainage-varves at Bara, Tjustorp and Genarp. The first varve, or that of the year 10655 B. C., more than 80 cm thick, is the thickest.

Munthe has described (1920) an enormous erosion on the Klingvall Plain and he found several elongated ridges of the sediment as remnants, stretching in the direction of the streams which eroded the plain.

These seven drainage catastrophes may have left traces in northern Germany, perhaps as secondary drainage-varves. If so it may be possible to extend the revised Swedish time-scale further into the Daniglacial sub-Epoch.

Just along the highest shoreline of the Sjöbo Ice-Lake, Sven Segerstråle (1954) discovered about ten localities of the fresh water amphipod *Gammarus pulex*. According to Segerstråle this amphipod must have been carried over from Germany by fresh water, as it can not have arrived from anywhere else. The occurrence of this amphipod with its highest finding-places in close connection to the shoreline of the Sjöbo Ice-Lake is a very good indication that the floods in question have arrived from the districts of northern Germany mentioned.

The Sjöbo Ice-Lake extended far into the Baltic Basin, and beyond Bornholm. Varved clay deposited in fresh water is brought up by B. Kulenberg (1954) 40 km N of Bornholm from a depth of 50 m. In one of his samples, which I have studied, the fresh water series of varves is covered by a dark-coloured varve, 8 cm thick, on top of which there followed another series of light brown-coloured varves, apparently deposited in brackish water. When, during the recession of the land-ice, the Sjöbo Ice-Lake was gradually lowered down to the level of the sea, a bay of the ice-sea took its place in W Skåne and passed the Öresund, intruding into the Baltic Basin. According to V. Auer (1957) the level of the sea had become raised considerably at this time in the beginning of the Older Dryas and he thinks that it is a bay of the White Sea from that time which M. Sauramo and K. K. Markov traced within the basins of Ladoga and Onega and which passed far into the Baltic Basin. Perhaps these two intruding bays met in the southern part of this basin?

I have called this stage of the sea the *Baltic Ice-Sea*. See fig. 4. According to the diagrams of the time-scale from eastern Skåne and from Angelholm there are drainage-varves which seem to correspond to the dark-coloured varv of the samples taken N of Bornholm and these varves are dated to 10441 B. C. The rate of the recession of the ice-front at the beginning in eastern Skåne had been about 200 m a year but after 10500 B. C. the yearly retreat was reduced to about 100 m, so I consider that the Old Dryas Age may be reckoned from about 10500 B. C.

After about a century, the Baltic Basin was closed for the sea by an uplift of the thresholds in Öresund, where the following *Baltic Ice-Lake* became its first outlet. See fig. 5. As early as the year 10214 B. C., its next outlet was opened at Tyringe, as mentioned above. During the following recession of the ice through northern Skåne and southern Småland other outlets were attained at Vanåsfors and at Stensån to the SE corner of

the Halland Plain and further to the Lagan Valley at Markaryd and also so far north as Hamneda about 15 km SSE of Lake Bolmen.

With the outlet at the northern end of the lake it transgressed and the Öresund again became its outlet. After a comparatively long time this outlet was changed for others in Finland to the White Sea, which outflows served the Baltic Ice-Lake until it was drained down to the level of the Yoldia Sea at the northern end of Mt Billingen in the year 8213 B. C.

What De Geer called the Göteborg-Kalmar moraines mark a standstill of the ice-front with a couple of small oscillations and it constitutes the closing stages of the Older Dryas Age and is dated to about 10050 B. C. At the beginning of the following Alleröd time several ice-lakes were formed in Småland, the most dominant of these being the Bolmen Ice-Lake which extended so far northwards as into the Vättern Basin.

Also in this basin ice-lakes followed each other and the last one was drained in the NW to the Tida Ice-Lake and the joint lake the Tida-Vättern Ice-Lake in turn to the Baltic Ice-Lake at Ödeshög in the year 8848 B. C. Primary drainage varves S of Mjölby and secondary varves in the Tidån Valley W of Hjo register this event. The drainage of the Baltic Ice-Lake itself is registered by secondary drainage-varves at Skövde, Källmo, Finspong, Råstad Gård and Tunaberg and these localities are marked on the map, fig. 12, by a special sign.

A short standstill of the ice-front and even a small advance, the so called Taberg Advance occurred at about 9200—9100 B. C., but at the end of the Alleröd Age a severe cold period, the Younger Dryas Age, caused the ice-recession to slow down during about 800 years from 8900 to 8100 B. C., especially during three periods 8900—8600, 8500—8300 and 8200—8100 B. C. respectively, which are registered by three series of end moraines: the middle Swedish end moraines. During the first of these stages, which was the most important, the ice-front even advanced on the plain of Östergötland and had a standstill on the crest of Kolmården. These three stages of end moraines were contemporaneous with the Salpausselkä in Finland and the Raer in Norway, and De Geer called the common stages the „Fennoscandian end moraines“.

The ice-front line of the year 8213 B. C. of the map is of a special interest, for it marks the position of the ice-border at the drainage of the Baltic Ice-Lake. This event can be traced in the diagrams of the time-scale in different ways. Several varve-series are eroded, they end at this year or they start this very year, varve-series are folded and the above mentioned secondary drainage-varves were deposited.

The drainage lowered the lake to the level of the sea, but no salt water could enter into the Baltic Basin. Not until 198 years later did the water from the Yoldia Sea reach the Stockholm region and the Baltic Basin. But even then the influx of salt water to this basin seems to have been comparatively small and of short duration. The brown-colouring of the varves

ceased within a century and as the uplift of the land reduced the sounds across middle Sweden the supply of salt water to the Baltic Basin gradually ceased. The bay of the sea within this basin must be regarded almost as a fresh-water lake with some brackish water in its deepest parts, originating from the Baltic Ice-Sea and the Yoldia Sea.

Long before the time when this bay was isolated from the sea as the Ancylus Lake there appeared in this bay a flora and fauna, characteristic of the Ancylus Lake and they were spread also to the Vättern Basin before this basin was isolated from the sea. Also in the region of Kilsbergen this fauna and flora are found at comparatively high levels. In the region of the outlet from the Baltic Basin the outflow of fresh water from east and the inflow of salt water from west must have interchanged as the level of the sea sank or rose. What L. von Post called the „Vänernfjärdgränser“ (v. Post, 1929) register, according to v. Post, such transgressions of the sea. This changing of fresh and salt water at different levels within this district, I think, can explain the rather — in view of these various heights — complicated appearance of the corresponding fauna and flora.

Already De Geer discussed an „Ancylus-Sea“. And we have surely had an Ancylus-Bay of the sea long before the time when the Ancylus Lake was isolated. Thanks to v. Post and Munthe we know where the outlet from this lake was situated and the first part of this outflow-channel, the „Sveafallet“ at Degerfors, is situated at an altitude of 114 m above sea level.

At that time the shorelines of the Ancylus Lake were known from Gotland and at a few certain points only, but I had then started to trace and determine ancient shorelines in the middle of Sweden and later on continued via the Vättern Basin through Småland to Skåne in the south of Sweden. This investigation gradually led to the drawing up of a diagram containing all these shorelines of the middle and southern Sweden, published in the year 1953. This diagram has since then been completed (E. Nilsson, 1968).

According to these diagrams the uplift of the land was extraordinarily regular within the regions mentioned and *precludes definitively such irregularities in the uplift of the earth-crust as „hinge-lines“ and dislocations of parts of this crust between fault-lines of a magnitude, postulated in middle Sweden.*

In the year 1937 I found that the ancient shorelines in Finland and Sweden showed very great agreement in relative height and gradient, but in the year 1953 I could establish almost complete coincidence between these levels of the Baltic Ice-Lake and the Yoldia Sea.

Some results of very comprehensive researches by Esa Hyyppä concerning the ancient shorelines in Finland have been published in a preliminary paper (Hyyppä, 1963). According to a diagram drawn by Hyyppä there exist a *complete coincidence between the shorelines in Finland and*

Sweden belonging to the Baltic Ice-Lake, the Yoldia Sea, the Ancylus Lake and the Litorina Sea. This concordance is so complete that he could draw a common diagram in which all these lines coincide. See fig. 10. The marks E. N. and a number under some of the lines, refer to my diagram of the year 1953.

This extraordinary coincidence between the diagrams shows in a very convincing way that the movements during the uplift of the earth-crust were identical in Sweden and Finland during the time in question and that this uplift was uniform and undisturbed by sudden dislocations, tiltings and so on. The excellent agreement between the Swedish and the Finnish diagrams of shorelines within the Baltic Basin is a safe starting point for further more detailed investigations of this interesting area.

This complete coincidence of the diagrams on each side of the Baltic Basin provides a firm basis for the drawing of the maps, illustrating the extension of the sequence of lake- and sea-stages of this region. The regularity of the uplift, according to the diagrams, for all the levels which are situated above the present sea level, ought to be valid also for their submarine parts. The depths of the sea-bottom as given by the nautical charts may not perhaps be quite accurate, and the extension of the former sea and lake stages below the present sea level may therefore also be somewhat uncertain. The maps illustrating this paper, showing the assumed extension of the Baltic Ice-Lake, the Yoldia Sea etc., will, I hope, nevertheless give — in the main — a fairly correct conception of the extension of these waters.

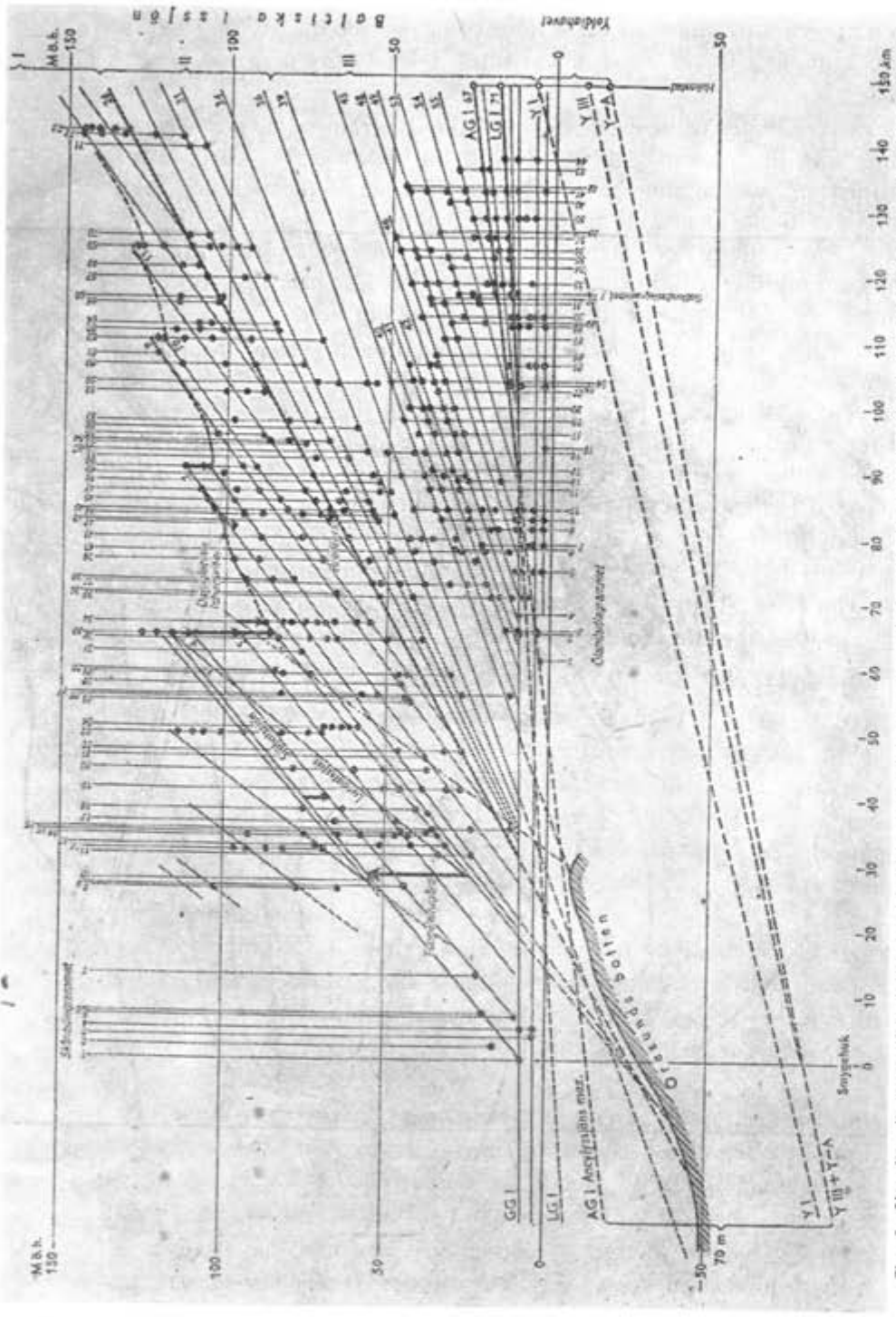


Fig. 2. Shoreline-diagram of southernmost Sweden. The shorelines are wave-cut terraces and they are marked by dots. The figures at the lines (to the right) refer to their number in a former diagram (E. Nilsson, 1953, Pl. IV). Several of the shorelines belong to the Baltic Ice-Lake and they are divided into three groups. Lakes in the first group had their outlets at Oresund, Tyringe, etc., lakes in group two flowed through Oresund and those of number three via Finland to the White Sea. Transgressions of the Lunda Ice-Lake, the Baltic Ice-Lake (No 26) and the Ancylus Lake, are reflected in the diagram. A fourth transgression was caused by the rising of the sea level during Littorina time. Of the dotted lines in the lower part of the diagram the VI, VII and Y-A belong to the Voldia Sea. The Y-A is also, at the same time, the lowest shoreline of the Ancylus Lake. The lines AGI, LGI and GG1 mark the levels of the Ancylus Lake (max.), the Littorina Sea and a sea level from about 2400 B. C. respectively

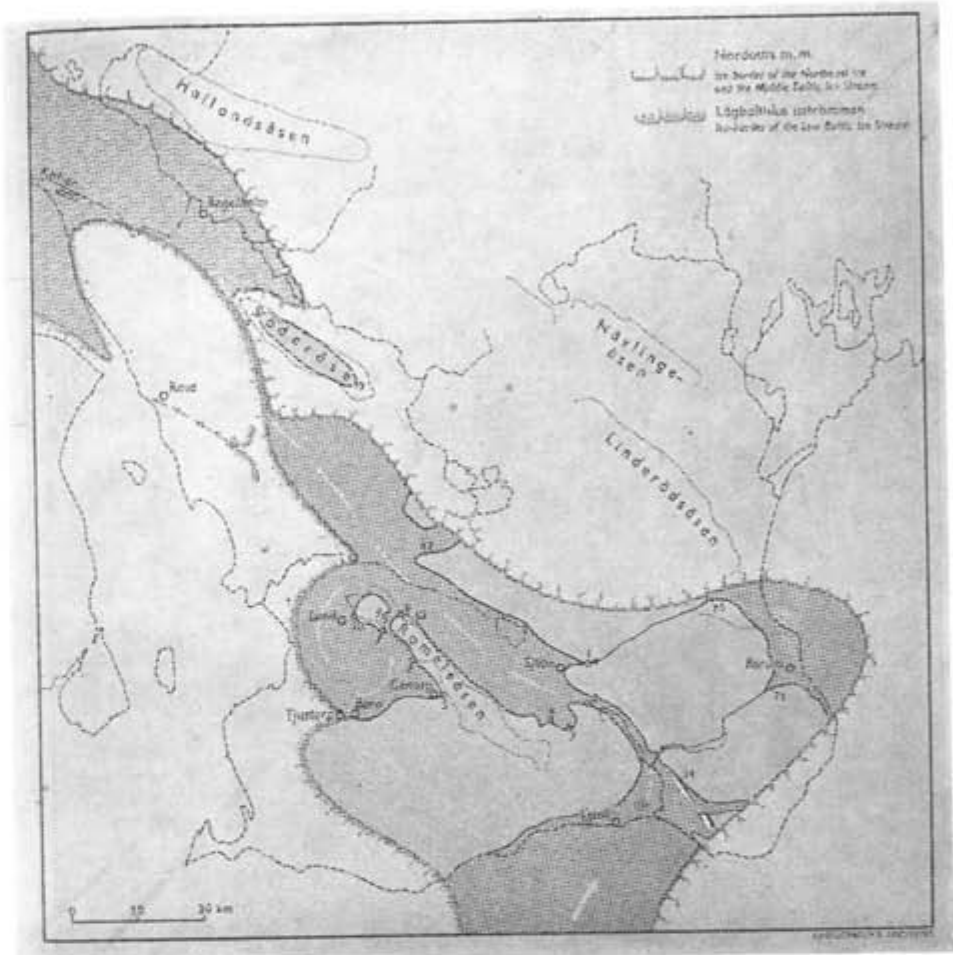


Fig. 3. The Sjöbo Ice-Lake was formed by the lowering of the Lunda Ice-Lake when an enormous flood passed the lake and cut down the outflow-threshold on its way to the sea. This flood, which occurred in the year 10655 B. C. was followed by more floods. The water-masses came from a region of northern Germany south of the melting Law Baltic Ice-Stream and caused a tremendous erosion of the Fyle Valley and the Klångvallen Plain. These catastrophes are registered by primary drainage varves at Ångelholm and by secondary drainage varves at Bara, Tjustorp and Genarp. During this time the fresh-water amphipods *Gammarus pulex* (L.), were carried by the flood to the Sjöbo Ice-Lake, on the shoreline of which their highest finding-places are marked by small numbered rings

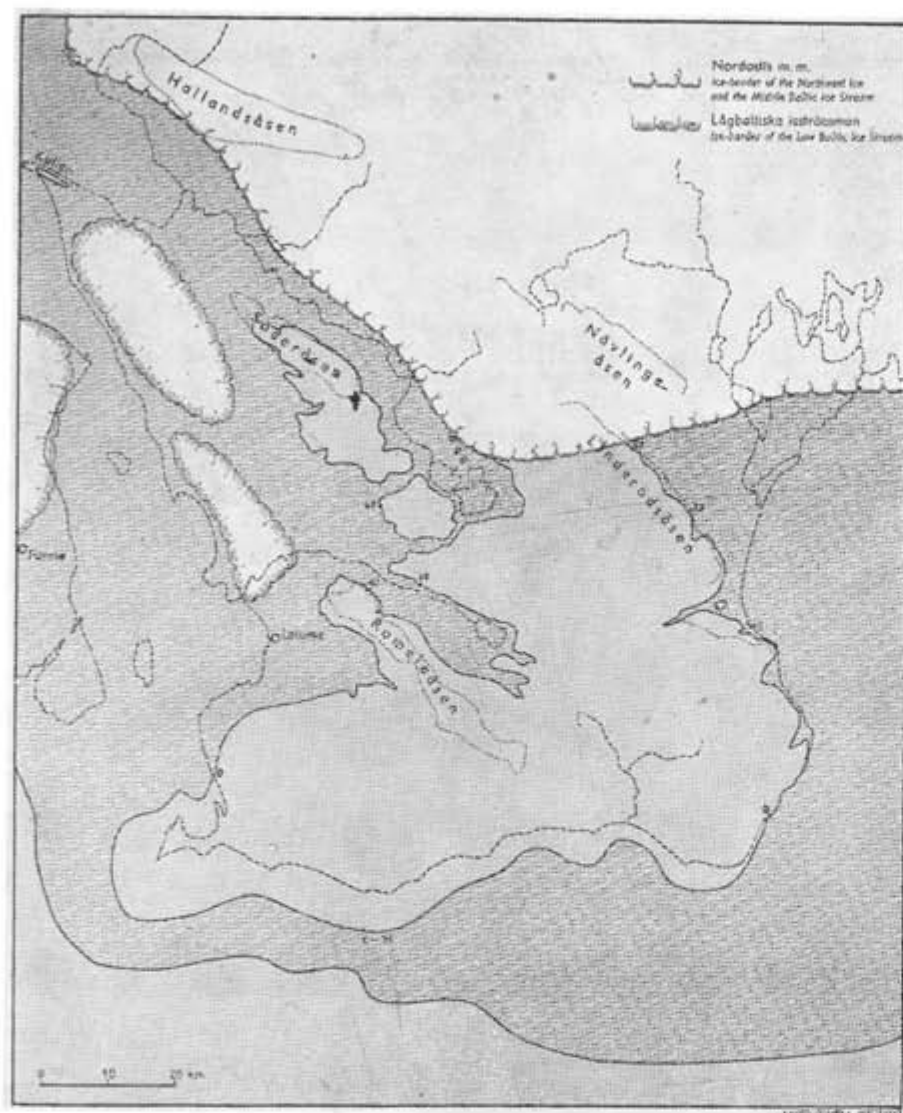


Fig. 4. The Baltic Ice-Sea. When the ice-barriers towards the sea melted away the Sjöbo Ice-Lake sank down to the level of the sea. According to V. Auer this level had been rising during the beginning of the Older Dryas Age so the sea could enter into the Baltic Basin and is therefore here called the Baltic Ice-Sea. The depth of the sea at Lemma was about 25 metres and the much debated Lemma clay could be deposited there and in it several samples of the arctic cod, *Gadus saida*, were embedded. After about a century the uplift of the thresholds of the Öresund caused the sea to withdraw from the Baltic Basin where the Baltic Ice-Lake came into existence.

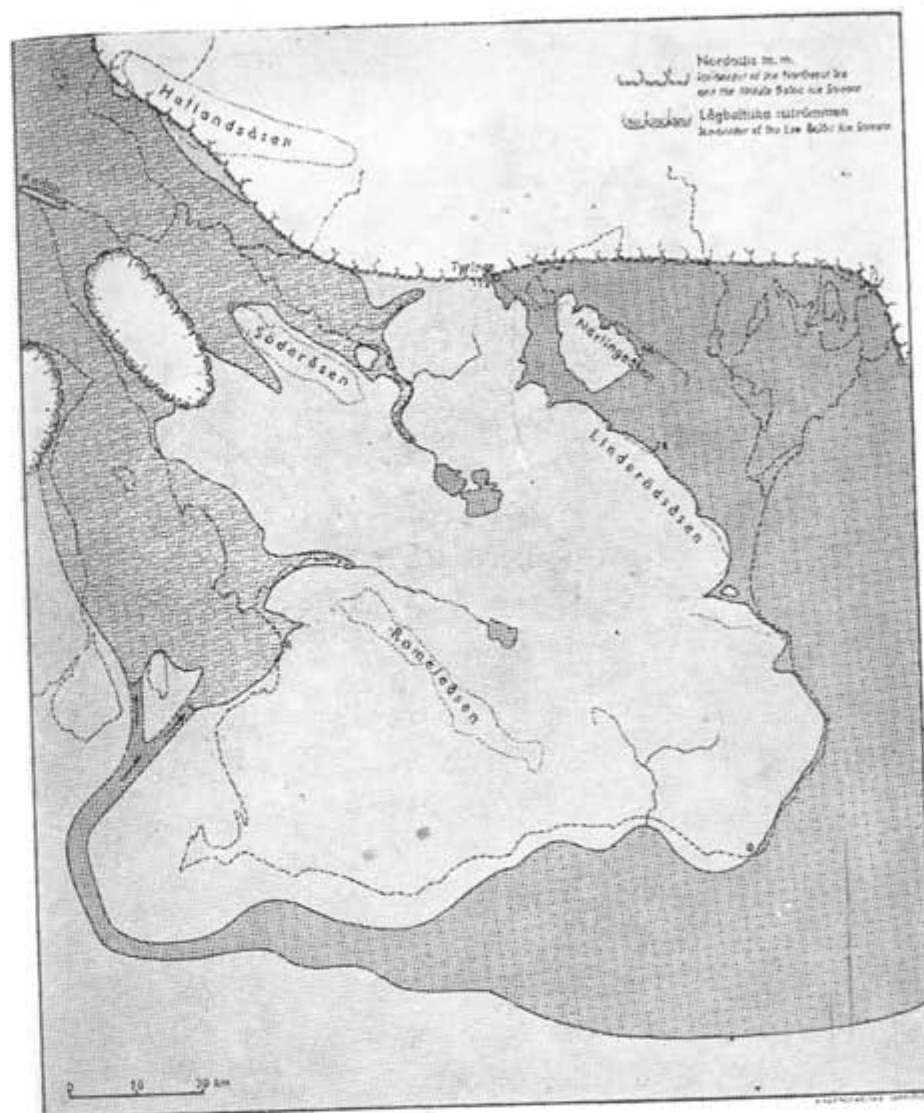


Fig. 5. The Baltic Ice-Lake. This map shows the western part of the just before its drainage at Tyringe in the year 10214 B. C. The lake had its outflow through Öresund and extended across the Baltic Basin.

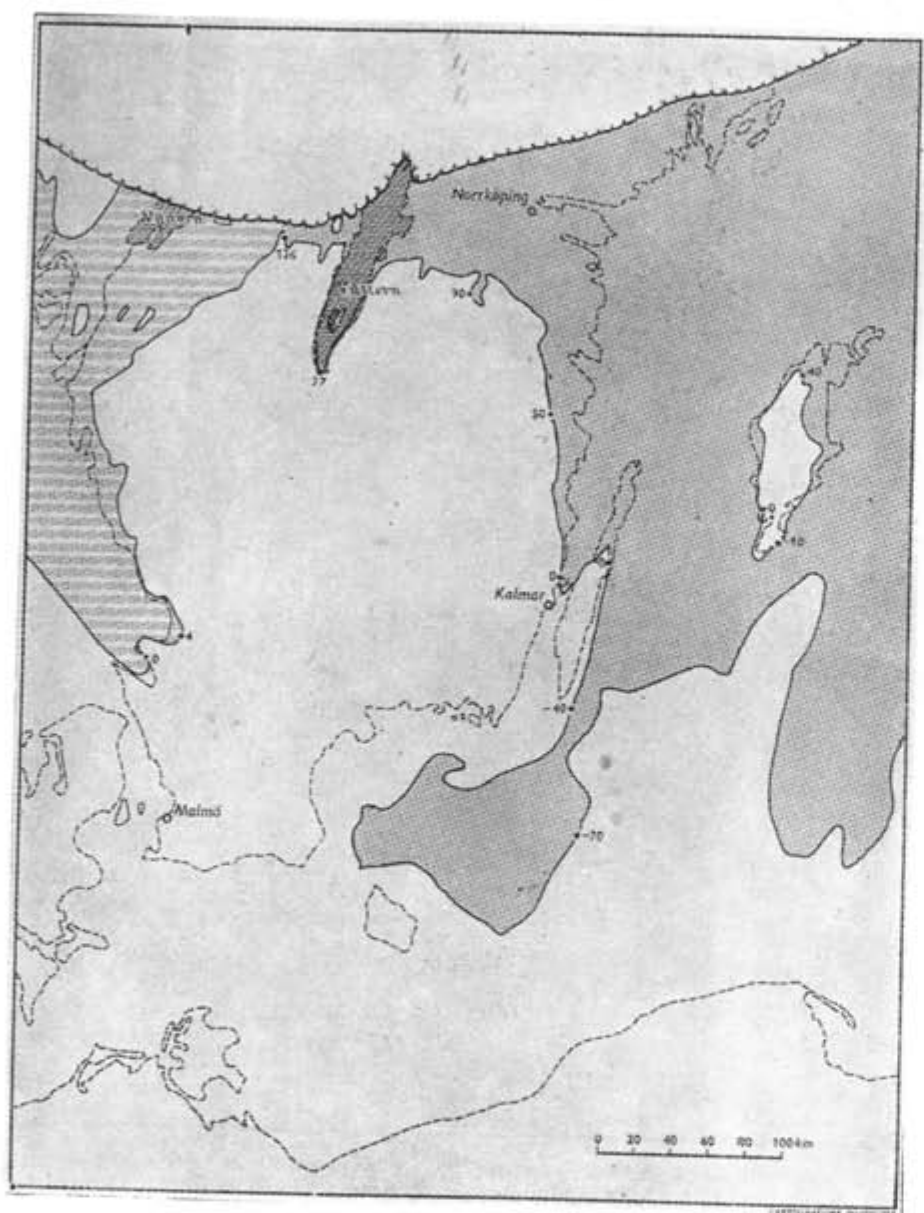


Fig. 6. The Yoldia Sea after the drainage of the Baltic Ice-Lake N of Mount Billingen



Fig. 7. The Ancylus Lake at its lowest level when, owing to the uplift of land, the bay of the sea across middle Sweden had been reduced to a narrow passage at Degerfors, the drainage of the southern part of the Baltic Basin was at its maximum. The islands of Gotland and Öland were connected with the mainland. The Vättern Basin had been isolated from the sea and its ancient lake, Fornvättern, had its outlet in the north



Fig. 8. The Ancylus Lake. The sketch-map shows the extension of the lake when it changed the outlet from Degerfors to Öresund. The Ancylus Lake lay ca 32 m above the sea



Fig. 9. The Litorina Sea extended over large areas of middle Sweden and it stood just above the Darsser Schwelle at this stage of the Litorina Sea or at shoreline LG1

REFERENCES

- ANTEVS E.: 1915. Landisens recession i NV Skåne. Geol. För. Förhandl. Bd 37, Stockholm.
- AUER, Väinö: 1957. Über die eustatische Bewegung des Meeresspiegels in Feuerland-Patagonien und anschliessenden Fragen, Stuttgart.
- BORELL G. och OFFERBERG J.: 1955. Geokronologiska undersökningar inom Indalsälvens dalgång mellan Bergeforsen och Ragunda. Sveriges Geol. Undersökn. Ser. Ca No 31.
- DE GEER G.: 1940. Geochronologia Suecica Principes. K. Vetenskapsakademien. Tredje serien. Band 18, No 6.
- DE TERRA H. and PATERSON T. T.: 1939. Studies on the Ice Age in India and associated human cultures. Carnegie Inst. Washington Pub., No 493.
- EKSTROM G.: 1936. Skånes moränområden. Sv. Geograf. årsbok 1936.
- FOSTER FLINT R.: 1957. Glacial and Pleistocene geology. New York.
- HYYPÄ E.: 1963. On the Late-Quaternary History of the Baltic Sea. Fennia, Bd 89, No 1.
- JARNEFORS B.: 1963. Lervarvskronologien och isrecessionen i östra Mellansverige. Sv. Geol. Undersökning, Ser. C, No 594.
- KULLENBERG B.: 1954. On the presence of the Sea Water in the Baltic Ice-Lake. Tellus, Vol. 6 No 3.
- LIDEN R.: 1938. Den senkvartära strandförskjutningens förlopp och kronologi i Angermanland. Geol. För. Förhandl. Bd. No 60.
- MUNTHE H., JOHANSON H. E. och GRÖNWALL K. A.: 1920. Beskrivning till geol. kartbladet Sövdeborg. Sv. Geol. Undersökn. Ser. Aa, No 142.
- NILSSON E.: 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. Geol. För. Förhandl. Bd 75.
- NILSSON E.: 1960. Södra Sverige i sen-glacial tid. Geol. För. Förhandl. Bd. 82.
- NILSSON E.: 1963. Pluvial Lakes and Glaciers in East Africa. Acta Univ. Stockholmensis, Stockholm. Contributions in Geology. Stockholm.
- NILSSON E.: 1968. Södra Sveriges senkvartära historia. Geokronologi, issjöar och landhöjning. K. Vetenskapsakademien. Fjärde serien. Bd. 12, No 1.
- NORIN E.: 1927. Late glacial clay varves in Himalaya connected with the Swedish time scale. Geogr. Annaler. Vol. 9, Stockholm.
- Von POST L.: Svea älvs geologiska tidsställning. Sv. Geol. Undersökn. Ser. C, No 347.
- Von POST L.: 1929. Vänerbassängens strandlinjer. Geol. För. Förhandl. Bd 51.
- SEGERSTRALE Sv. G.: 1954. The Fresh-water Amphipods Gammarus pulex (L) and Gammarus lacustris G. O. Sars in Denmark and Fennoscandia. Societas Scientiarum Fennica. Commentationes Biologicae XI, I.
- WOLDSTEDT P.: 1954. Das Eiszeitalter. Stuttgart.

[Manuscript received: April, 19 th, 1968]

ÜBER DIE SPÄTQUARTÄRE ENTWICKLUNG SÜDSCHWEDENS UND DES OSTSEEBECKENS

von

ERIK NILSSON

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Artikel befasst sich der Verfasser mit dem Enteisungsverlauf des südschwedischen Raumes und der angrenzenden Gebiete sowie ihrer Entwicklungsgeschichte während des Spätquartärs. Auf Grund planmässigen Warweneinmessung wurde eine abs. Zeitskala für das Gotiglazial erarbeitet. Die genauere Erforschung der alten Ufermarken der glazialen Eisrandseen Südschwedens und des Ostseebeckens ermöglichte eine genauere Vorstellung über die Entwicklungsgeschichte der spätglazialen Wasserbecken, der Erdkrustenbewegungen usw., zu gewinnen.

Die älteste bisher eingemessene Bodenwarve bei Bara ist zum Jahre 10747 v. Chr. datiert. Der Übergang vom Daniglazial zum Gothiglazial kann vorläufig als etwa 11000 v. Chr. angegeben werden. Die Hebung der Erdkruste während des Spätglazials war ausserordentlich regelmässig, was die Möglichkeit gibt zuverlässige Karten von verschiedenen Entwicklungsperioden des Ostseebeckens herzustellen (Abb. 5—9).

О ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ ШВЕЦИИ И БАСЕЙНА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

ЭРИК НИЛЬСОН

РЕЗЮМЕ

В данной статье автор рассматривает ход дегляциации территории южной Швеции и прилегающих районов, а также их развитие на протяжении позднечетвертичного времени. На основе планомерных варвометрических исследований автором была разработана abs. геохронологическая шкала готигляциала южной Швеции. Более детальные исследования древнебереговых линий приледниковых водоемов южной Швеции и Балтийского моря дало возможность лучше представить себе историю развития позднеледниковых водоемов, движений земной коры и т. д. До сих пор наиболее древняя донная годичная лента, установлена в мест-

ности Бара датируется 10747 годом до н. э. Переход с данигляциала в готигляциал в данное время принимается — 11000 лет до н. э.

В течение позднеледниковое время движения земной коры происходили исключительно регулярно, что дает возможность составить достоверные карты отдельных периодов истории развития водоема Балтийского моря (рис. 5—9).

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ БАЛТИКИ

Н. Н. ДАВЫДОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ, Д. Д. КВАСОВ,
Г. МАСИЦКА, Е. А. СПИРИДОНОВА

Ленинград, Sopot

Для изучения истории Балтики большую ценность представляют материалы по стратиграфии ее донных отложений. Если бы удалось получить полный разрез поздне- и послеледниковых отложений в одной из впадин южной Балтики, относительно рано освободившейся от ледникового покрова, то это дало бы возможность составить совершенно определенное представление о смене пресноводных и морских бассейнов во всей Балтийской котловине. При стратиграфических исследованиях водных осадков особое значение имеют спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. Первый из них позволяет определить геологический возраст водных осадков, а второй — соленость тех бассейнов, в которых они отлагались.

К сожалению такие исследования еще не получили достаточного развития. Х. Игнатиус (Ignatius, 1958) писал, что им был произведен спорово-пыльцевой анализ донных отложений Балтики, однако его результаты не опубликованы. Г. Крэг (Krog, 1965) приводит результаты спорово-пыльцевого анализа шести колонок из пролива Б. Бельт. Он ссылается также на данные диатомового анализа. Большие работы по изучению донных отложений юго-западной Балтики были проведены О. Кольпом (Kolp, 1965, 1967). На этих работах мы остановимся в дальнейшем.

Нами изучена десятиметровая колонка отложений Гданьской впадины, взятая на глубине 105 м (максимальная глубина впадины 115 м — это самый глубокий район южной Балтики). Колонка прошла после- и позднеледниковые отложения вплоть до морены. Гданьская впадина на всем протяжении поздне- и послеледниковое время никогда не превращалась в изолированный водоем, поэтому процессы, происходившие в ней, характерны для всей южной Балтики. Гранулометрический, минералогический и химический, а также спорово-пыльцевой анализы этой

колонки были выполнены в лаборатории Морской станции Польской Академии наук в г. Сопоте (Masicka, 1965). Диатомовый анализ произвели Н. Н. Давыдова и Р. Н. Джиноридзе, а спорово-пыльцевой анализ повторила Е. А. Спиридонова в Ленинградском университете.

Колонка вскрывает следующие отложения:

- 0 — 0,83 м — темно-серые илы, сильно обводненные;
- 0,83—6,30 м — серые однородные глины;
- 6,30—9,60 м — ленточные глины.

С помощью палеоботанических методов было изучено 37 образцов, довольно равномерно распределенных по длине колонки. Образцы имели очень небольшой вес (менее 5 г).

Для спорово-пыльцевого анализа образцы обрабатывались обычным пирофосфатным методом с последующим отмучиванием породы через каждые 4 часа. Ввиду небольшого количества анализируемого материала, подсчет микрофосилей приходилось иногда прекращать из-за отсутствия достаточного количества осадка. Однако все изученные образцы содержали как пыльцу и споры, так и другие органические остатки. Определение пыльцевых зерен и спор велось до рода, иногда до семейства. Для более точной расшифровки палеогеографических условий показательные виды, принадлежащие к родам *Lycopodium*, *Selaginella*, *Helianthemum* определялись до вида. Видовые определения рода *Helianthemum* были выполнены сотрудником Ленинградского университета В. И. Культинной. Подробное описание выделенных видов, а также их микрофотографии будут опубликованы В. И. Культинной в отдельной статье. Подсчет результатов анализа производился отдельно для пыльцы древесных растений (arboreal pollen), пыльцы трав (nonarboreal pollen) и спор (spores).

По палинологическим данным спектры всех изученных образцов подразделяются на три комплекса.

I спорово-пыльцевой комплекс (9,6—5,8 м, 14 образцов) характеризуется преобладанием пыльцы и спор плохой сохранности; большинство форм уплощено, пыльца хвойных, чаще ели, разорвана. Другие органические остатки, в том числе и углистые частицы, содержатся в очень небольшом количестве. В общем составе спектров этого комплекса преобладает пыльца древесных пород (30—70%), хотя значение других компонентов спектров также велико, особенно в нижней части колонки. Пыльца травянистых растений встречается в количестве 10—35%, на долю спор приходится 15—40%.

Среди древесных пород господствует *Pinus s/sg Diploxyton* (*Pinus cf. sylvestris*) составляющая 50—70%. Пыльцевые зерна сосны сильно варьируют в размерах, мелкие формы часто имеют недоразвитые воздушные мешки. В меньшем количестве присутствует пыльца берез (10—30%) и ольхи (8—20%). Единично отмечена пыльца рода *Alnaster*. Участие в спектрах пыльцы ели, имеющей как правило плохую сохранность, непостоянно (от 0 до 13,1%). Не исключено, что часть пыльцы ели находится во вторичном залегании. Единично и не во всех образ-

цах определена пыльца широколиственных пород — *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, а также *Corylus*. Возможно, что и эта пыльца переотложена, тем более, что почти во всех образцах в небольшом количестве (1—2 формы) встречаются *Tsuga*, *Ilex*, *Taxodium*, *Pinus s/sg Haploxyton*. На глубине 7 м отмечена пыльца рода *Hippophaë*. Среди травянистых растений в нижней части колонки господствует *Artemisia* (до 62,5%). выше начинают преобладать осоки (35—42%). В небольшом количестве, но постоянно присутствует пыльца *Chenopodiaceae*, *Ericaceae*, *Compositae*, а также *Cistaceae* (роды *Helianthemum* и *Fumana*). Из образца с глубины 6,14 м определен вид *Helianthemum cf. rupifragum* Kerner. Отмечена также пыльца водных растений рода *Sparganium*. Из споровых господствует зеленые мхи (55—80%), сфагновых мхов и папоротников значительно меньше. Интересно отметить, что среди спор папоротников единично присутствуют формы с сохранившимся периспорием. В двух образцах определены споры *Botrychium boreale* Milde. Таким образом, анализируя состав флоры первого комплекса, необходимо отметить ее крайнюю бедность и однообразие, а также угнетенность и недоразвитость микрофосилей. Все это свидетельствует о холодном климате. По-видимому, климатические условия были крайне неблагоприятными для произрастания многих видов.

Между I и II комплексами наблюдается плавный переход.

II спорово-пыльцевой комплекс (5,8—0,83 м, 18 образцов) характеризуется значительно большим количеством органических остатков, пыльцы и спор. Сохранность микрофосилей в основном хорошая, хотя на некоторых глубинах особенно в интервале 5,0—3,5 м количество дефектных зерен заметно возрастает. Однако пыльца широколиственных пород часто уплощена или забита минеральными частицами. От нижних образцов к верхним роль древесных пород постепенно возрастает (68,3—85,6%); среди них по-прежнему доминирует сосна. Ее значение по сравнению с предыдущим комплексом еще более существенно — в некоторых образцах она составляет 95—96% от суммы пыльцы древесных пород. Пыльцевые зерна сосны и здесь несколько отличаются по размерам и развитости форм. Пыльца других древесных пород содержится в очень небольшом количестве. Почти в каждом образце наряду с *Alnus* и *Betula sec. Albae* отмечена пыльца *Alnaster*, *Betula sec. Fruticosae* и иногда *Betula nana*. Пыльца широколиственных пород присутствует единично и часто плохой сохранности. В некоторых образцах в небольшом количестве (от 1 до 3 зерен) присутствует пыльца рода *Hippophaë*; на глубине 2,2—2,3 м пыльцевые зерна *Hippophaë* имеют несколько меньшие размеры. Травы в основном представлены пылью сем. *Cyperaceae* и в несколько меньшем количестве сем. *Gramineae* и рода *Artemisia*. В тех образцах, где наблюдается повышенное содержание пыльцы *Gramineae*, возрастает также роль *Ericaceae*; если же увеличивается значение *Artemisia*, то за ней следует *Chenopodiaceae*. Почти во всех образцах отмечена пыльца рода *Helianthemum*, которая обычно встречается только в виде единичных зерен — здесь же ее содержание достигает

12%. Определены виды *H. canum* (L.) Baumg. и *H. nummularium* (L.) Dunal.

Из споровых преобладают сфагновые и зеленые мхи, но вверх по разрезу возрастает значение папоротников и с глубины 2 м они становятся господствующими. Хочется отметить, что именно в этом интервале глубин (2,0—0,83 м) споры папоротников очень разнообразны по рисунку периспория. Единично встречены споры *Botrychium boreale* и *Selaginella selaginoides*. Во всех образцах отмечены переотложенные третичные формы (*Juglans*, *Myrica*, *Nyssa*, *Ilex*, *Tsuga*, *Picea*, *Pinus* s/g *Haploxyylon*, *Costaneae*), их значение особенно велико в интервале глубин 4,5—2,9 м, где они составляют 10—12% (40—50 зерен) от суммы пыльцы и спор инситной части спектров.

По своим особенностям описанный комплекс является в какой-то мере естественным продолжением предыдущего комплекса. Но он значительно богаче в видовом отношении. Как уже отмечалось выше, при постоянстве общего состава и состава пыльцы древесных пород, на некоторых глубинах возрастает значение пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, а среди спор *Selaginella selaginoides* (L.) Link, *Botrychium boreale*, тогда как в верхних образцах наблюдается увеличение роли *Ericaceae*, *Gramineae*, а среди спор *Polypodiaceae*. По-видимому, эти различия обусловлены незначительными колебаниями климата.

На границе раздела глины — илы происходит чрезвычайно сильное изменение характера спектров.

III спорово-пыльцевой комплекс (0,83—0 м; 5 образцов) резко отличается от описанных выше, как по видовому составу спектров, так и по обилию отдельных видов. В общем составе господствует пыльца древесных пород, среди которых по-прежнему преобладает сосна. Однако существенно возрастает значение пыльцы широколиственных пород, которые в сумме составляют 10—20%. Их относительно больше в нижних образцах. Пыльца широколиственных пород представлена родами *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*. В верхних образцах появляется также *Fagus*. В них кроме того, увеличивается содержание пыльцы ели и соответственно уменьшается количество пыльцы *Betula* sec. *Albae*, *Alnus* и *Corylus*. Видовой состав трав довольно беден. Преобладает пыльца сем. *Cyperaceae*, присутствует также пыльца сем. *Gramineae*, *Ericaceae* и единично *Chenopodiaceae*. Среди споровых доминируют зеленые мхи или папоротники. Видовой состав последних по-видимому иной, чем в предыдущем комплексе, поскольку споры с периспорием встречаются здесь крайне редко. Единично присутствуют лесные виды плаунов.

В образцах из колонки найдена богатая и разнообразная по составу диатомовая флора. Всего отмечено 225 видов и разновидностей. В нижнем слое осадков (I спорово-пыльцевой комплекс, 9,6—5,8 м) диатомовые водоросли малочисленны. В 14 образцах было встречено 68 видов диатомей, 65 из них — пресноводные, единично найдены створки трех морских видов — эугалобов и мезогалобов (табл. 1, рис. 2).

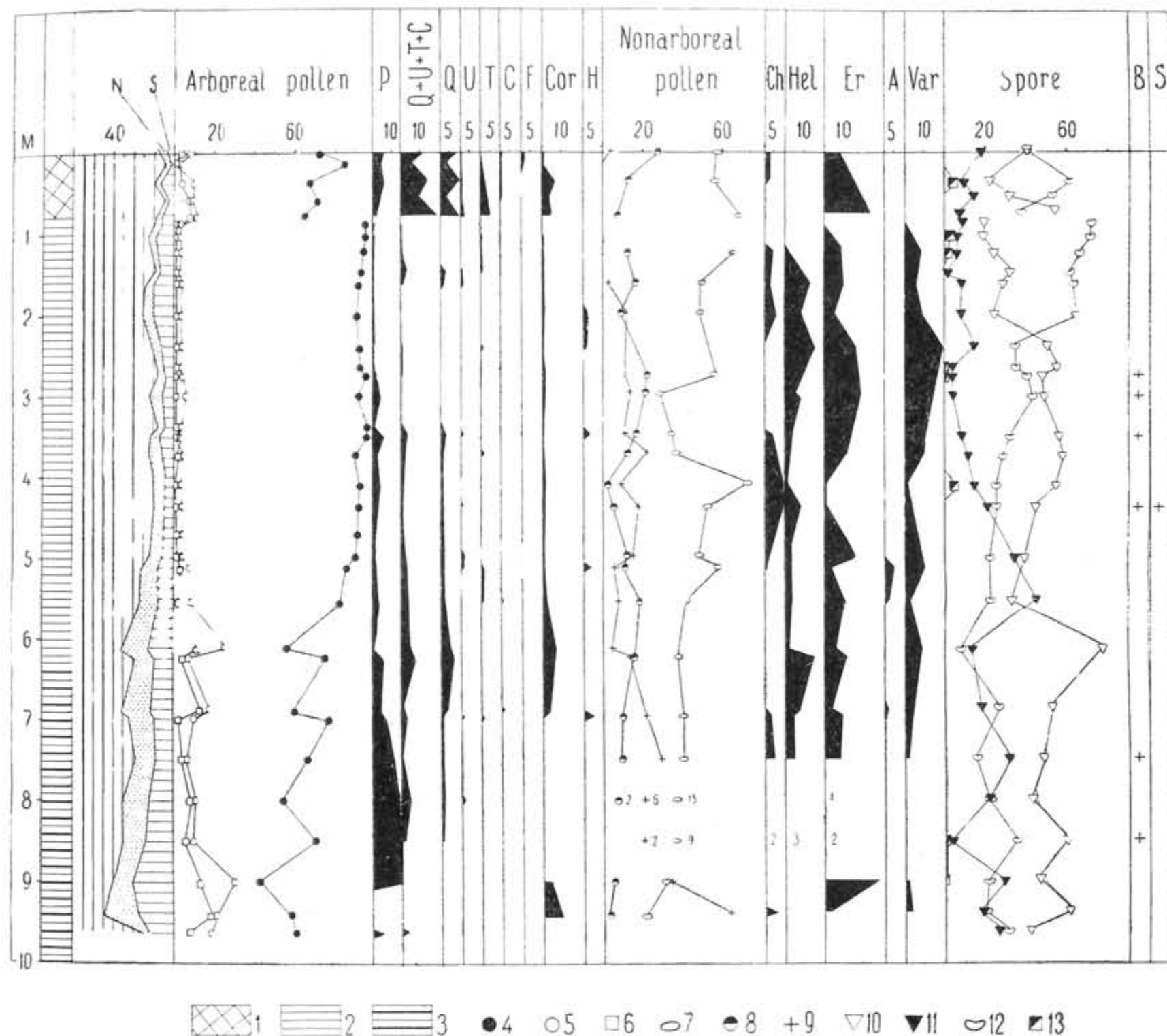


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма колонки из Гданьской впадины.
P — *Picea*, Q — *Quercus*, U — *Ulmus*, T — *Tilia*, C — *Carpinus*, F — *Fagus*, Cor — *Corylus*, H — *Hippophae*, Ch — *Chenopodiaceae*, Hel — *Helianthemum*, Er — *Ericaceae*, A — *Aquas plantar*, Var — *Varia*, B — *Botrychium boreale*, S — *Selaginella selaginoides*; 1 — илы, 2 — однородные глины, 3 — ленточные глины, 4 — *Pinus*, 5 — *Betula*, 6 — *Alnus*, 7 — *Cyperaceae*, 8 — *Gramineae*, 9 — *Artemisia*, 10 — *Polypodiaceae*, 11 — *Bryales*, 12 — *Sphagnales*, 13 — *Lycopodiaceae*.

Большинство диатомей имеют низкие показатели обилия. С оценкой «нередко» (3) отмечена только *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. Преобладают планктонные виды — обитатели глубоких прозрачных озер с низкой придонной температурой: *Cyclotella bodanica* Eulenstein., *Stephanodiscus astraеа* (Ehr.) Grun., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz., *Opephora martyi* Heib. Такой комплекс диатомовых мог обитать в глубокой части древнего пресноводного бассейна с суровым температурным режимом, в котором условия для развития диатомовых были вероятно мало благоприятными.

Комплекс характерных форм в этом горизонте имеет сходство с составом массовых диатомовых позднего дриаса (Dr₃) в отложениях Ладожского и Онежского озер (Абрамова, Давыдова, Квасов, 1967; Davidova, 1969), где диатомей также малочисленны а ведущая роль принадлежит *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и ряду других планктонных видов, в числе которых *Stephanodiscus astraеа*, *Tabellaria fenestrata* (в Ладоре), *Cyclotella bodanica* (в Онеге).

Второй горизонт, имеющий мощность порядка 5 м (II спорово-пыльцевой комплекс в интервале 5,8—0,83 м), представлен 18 образцами, в которых найдена наиболее богатая по составу диатомовая флора. Встречено 168 видов диатомей, из них 156 пресноводных, олигогалобов, а также единично найдены 12 солоноводных и морских диатомовых (табл. 1, рис. 2). Доминирующий комплекс образуют те же пресноводные планктонные виды, что и в нижнем горизонте: *Melosira islandica*

Таблица 1

Количество пресноводных, солоноводных и морских диатомовых в осадках Гданьской бухты (по системе Кольбе)

Группа водорослей	I горизонт 9,6—5,8 м	II горизонт 5,8—0,83 м	III горизонт 0,83—0 м	Всего в колонке
Олигогалобы	65	156	24	176
галофобы	4	4	1	7
индиференты	53	133	18	146
галофилы	8	19	5	23
Мезогалобы	2	7	21	25
Эугалобы	1	5	22	24
Всего:	68	168	67	225

subsp. *helvetica*, *Opephora martyi*, *Stephanodiscus astraеа*, а также довольно редкая пресноводная диатомея *Fragilaria inflata* (Heid.) Hust. с var. *istvanffyи* (Pant.) Hust. Для отложений этого горизонта характерны виды, показательные для позднеледниковья (Жузе, 1939), такие как *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Cl., *Navicula scutelloides* W. Sm., а также *Cocconeis disculus* var. *diminuta* (Pant.) Shech. найденные с оценкой «нередко» (3). Обилие прочих диатомей как правило низкое, но среди них есть группа

форм, которые встречаются по всей толще осадков (рис. 2). Основную массу характерных для данного горизонта диатомей составляют виды космополиты и северо-альпийские, живущие ныне в крупных холодных озерах северо-запада СССР — Ладожском и Онежском и в глубоких озерах Швеции — Меларен (М.—В. Florin, 1957), Веттери (Stålberg, 1939) и другие.

Осадочная толща среднего горизонта может быть подразделена на 4 интервала, характеризующиеся разными количественными соотношениями массовых диатомей. В интервале 5,8—4,4 м найдена довольно богатая диатомовая флора — встречено 80 видов и разновидностей пресноводных диатомовых, в массе найдены *Melosira islandica* subsp. *helvetica* и *Opephora martyi*, субдоминантами являются *Stephanodiscus astraea* и *S. astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun. Кроме того, постоянно встречаются *Fragilaria inflata*, *Cocconeis disculus*, *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta*, *Navicula scutelloides*. Наряду с ними здесь были встречены отдельные створки морских диатомей. В расположенном выше интервале 4,4—2,9 м найдена 91 пресноводная диатомея. На первое место среди доминантов здесь выходит *Opephora martyi*, затем *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, а субдоминантом является *Fragilaria inflata*. Из характерных видов постоянно присутствуют *Cocconeis disculus* и *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta*; с оценкой обилия «единично» найдены 5 морских и солоноводных диатомей. В расположенном выше 3-м интервале 2,9—1,9 м содержится обедненный комплекс диатомовых, в нем насчитывается 58 видов пресноводных диатомей, причем ни одна из них не имеет высоких показателей обилия. С обилием «нередко» (3) в этом горизонте встречаются *Fragilaria inflata*, *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Opephora martyi*. Обычными для данного горизонта являются планктонные *Stephanodiscus astraea* и var. *minutulus* и обитатели обрастаний *Cocconeis disculus*, *Mastogloia smithii* var. *lacustris* Grun. Кроме пресноводных водорослей, встречены отдельные створки морских диатомовых.

В четвертом интервале 1,9—0,83 м диатомовые опять становятся многочисленными. Здесь насчитывается 87 пресноводных диатомей, причем доминантами являются *Fragilaria inflata* с разновидностью *istvanffy*, *Melosira islandica* subsp. *helvetica*, *Stephanodiscus astraea* и *Opephora martyi*, а субдоминантом — *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus*. Обилия «нередко» достигают еще ряд видов (рис. 2). Среди них, встречающиеся *Fragilaria construens* (Ehr.) и планктонная *Melosira distans* var. *alpigena* Grun. Морские виды здесь по-прежнему встречаются единично. Различия в составе массовых форм в среднем горизонте свидетельствуют о небольших изменениях природной обстановки. Возможно осадки в интервале 2,9—1,9 м отложились в менее благоприятных условиях для развития диатомовых, а интервал 1,9—0,83 м характеризует осадки более глубокого водоема. Постоянное присутствие в диатомовых комплексах диатомей, живущих в обрастаниях и на дне, показывает, что прибрежная мелководная зона вероятно

находилась на небольшом расстоянии. Наличие во всех горизонтах незначительной примеси морских диатомей связано по нашему мнению с их переотложением. Морские межледниковые осадочные толщи обнаружены на побережье Гданьской бухты (P. Schulz, 1926). Состав диатомовых среднего горизонта указывает на образование этих осадков в условиях пресноводного холодного бассейна с глубинами не менее 30—40 м вблизи побережья и устьев притоков.

Залегающий на пресноводной толще слой с морскими диатомеями (0,83—0 м) содержит 67 видов и разновидностей диатомовых, в том числе 43 морских и 24 пресноводных. Обильно представлены мезогалофы *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs с разновидностями, *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl. и перитические эугалобы — *Chaetoceros* aff. *curvisetus* Cl., *Ch. aff. holsaticus* Schütt., *Ch. mitra* (Báil) Cl., *Rhizosolenia alata* var. *curvirostris* Grun. Океанические диатомы встречаются в небольшом количестве, главным образом, в виде обломков: *Coscinodiscus asteromphalus* Ehr., *Thalassiosira excentrica* (Ehr.), Cl., *Coscinodiscus radiatus* Ehr. и другие. Большинство встреченных диатомей — северо-альпийские и умеренно-бореальные. Встречаются арктические виды — *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Chaetoceros mitra*, *Ch. debilis* Cl. и теплолюбивые — *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Coscinodiscus asteromphalus*. Пресноводные виды отмечены единично, большинство из них — галофилы. Сравнение выделенного комплекса с диатомой флорой литориновой трансгрессии, установленной П. Шульцем (P. Schulz, 1926) в осадках на побережье Гданьской бухты, показывает сходство видового состава. Однако комплекс, описанный Шульцем содержит более значительное количество перитических и океанических видов и является повидимому характерным для максимума трансгрессии. Исследованные нами осадки сформировались к концу литоринового времени, а также в суббореальное и субатлантическое время и в отличие от комплекса П. Шульца относятся к менее солоноводной стадии развития бассейна.

При попытке отнести отдельные горизонты к стратиграфическим подразделениям позднего и послеледникового времени встретились значительные трудности. Предлагаемые здесь датировки значительно отличаются от датировок, сделанных в результате первого спорово-пыльцевого анализа колонки (Masicka, 1965). Прежде всего следует предположить, что стратиграфический перерыв на границе раздела илы-глины охватывает весьма длительный отрезок геологического времени. По данным диатомового анализа здесь отсутствуют отложения начала атлантического времени. Для бореальных отложений этого района характерно высокое содержание пыли орешника (*Corylus*). Поскольку это не было отмечено ни в одном из образцов колонки, в ней вероятно не представлены и бореальные отложения. На отсутствие пребореальных отложений указывает характер диатомовых комплексов — в них не содержится ничего, что могло бы указывать на осолонение в раннем голоцене. Наконец, непосредственно ниже перерыва залегают осадки межстадиального

типа, которые не могут быть отнесены к позднему дриасу. Наличие стратиграфического перерыва сильно затруднило датировку отдельных горизонтов колонки. Поскольку для донных отложений Балтики опубликовано еще очень мало спорово-пыльцевых диаграмм и диатомовых комплексов, полученные нами данные пришлось сопоставлять с материалами по отложениям, залегающим в настоящее время на суше или в озерных котловинах (Firbas, 1949—1952; Stasiak, 1963, 1967; Nilsson, 1964; Стелле, 1966; Кабайлене, 1967).

Можно предположить, что верхний горизонт начал отлагаться в конце литоринового времени и датировать его верхами атлантического (?), суббореальным и субатлантическим периодами. Средний и нижний горизонты вероятно отлагались в позднеледниковое время; при этом средний горизонт имеет спектр межстадиального типа, а нижний приледникового типа. Их можно предположительно датировать аллередом и средним дриасом. Большая мощность позднеледниковых отложений объясняется высокой скоростью осадконакопления (Ignatius, 1958).

Следует отметить, что в нижней части колонки наблюдается повышенное содержание хлора. Это вероятно вызвано тем, что здесь происходит разгрузка глубоких водоносных горизонтов (В. Роза, устное сообщение).

Результаты изучения колонки из Гданьской впадины дополняют данные, полученные О. Кольпом для Макленбургской бухты, Арконского бассейна и Борихольмской впадины (Kolp, 1965, 1967). О. Кольп получил большой и интересный материал по донным отложениям юго-западной Балтики. Им были использованы спорово-пыльцевой и диатомовый анализы и данные о микрофауне; определялся также абсолютный возраст, изучался подводный рельеф и история развития водных бассейнов. Полученный материал опубликован со всей возможной подробностью. Такого рода исследования к сожалению еще не проведены в других районах Балтики.

Некоторые выводы О. Кольпа и его сотрудников представляются нам спорными. Это относится в первую очередь к интерпретации спорово-пыльцевых диаграмм. К сожалению анализу были подвергнуты не целые колонки, а только торфяные прослойки (Н. Schulz, 1965). Исключение составляет колонка, изученная К. Люблинер-Миановской (Lubliner-Mianowska, 1965). В спектрах торфяных прослоек из центральной части Мекленбургской бухты преобладает пыльца *Pinus*, *Betula* встречается в меньших количествах; постоянно отмечается *Corylus* (5—20%, в одной колонке ~40%) — его содержание незначительно меняется от нижних образцов к верхним; широколиственные породы отмечены в очень небольшом количестве. О. Кольп (Kolp, 1965) датирует эти спектры первой половиной бореального времени (зона Va по Ф. Фирбасу). Однако сравнение опубликованных спорово-пыльцевых диаграмм с эталонными диаграммами Ф. Фирбаса (Firbas, 1949, Авт. 9) позволяет, как нам кажется несколько изменить эту датировку и отнести время образования торфяных прослоек ко второй половине пребореала (IVb). В зоне

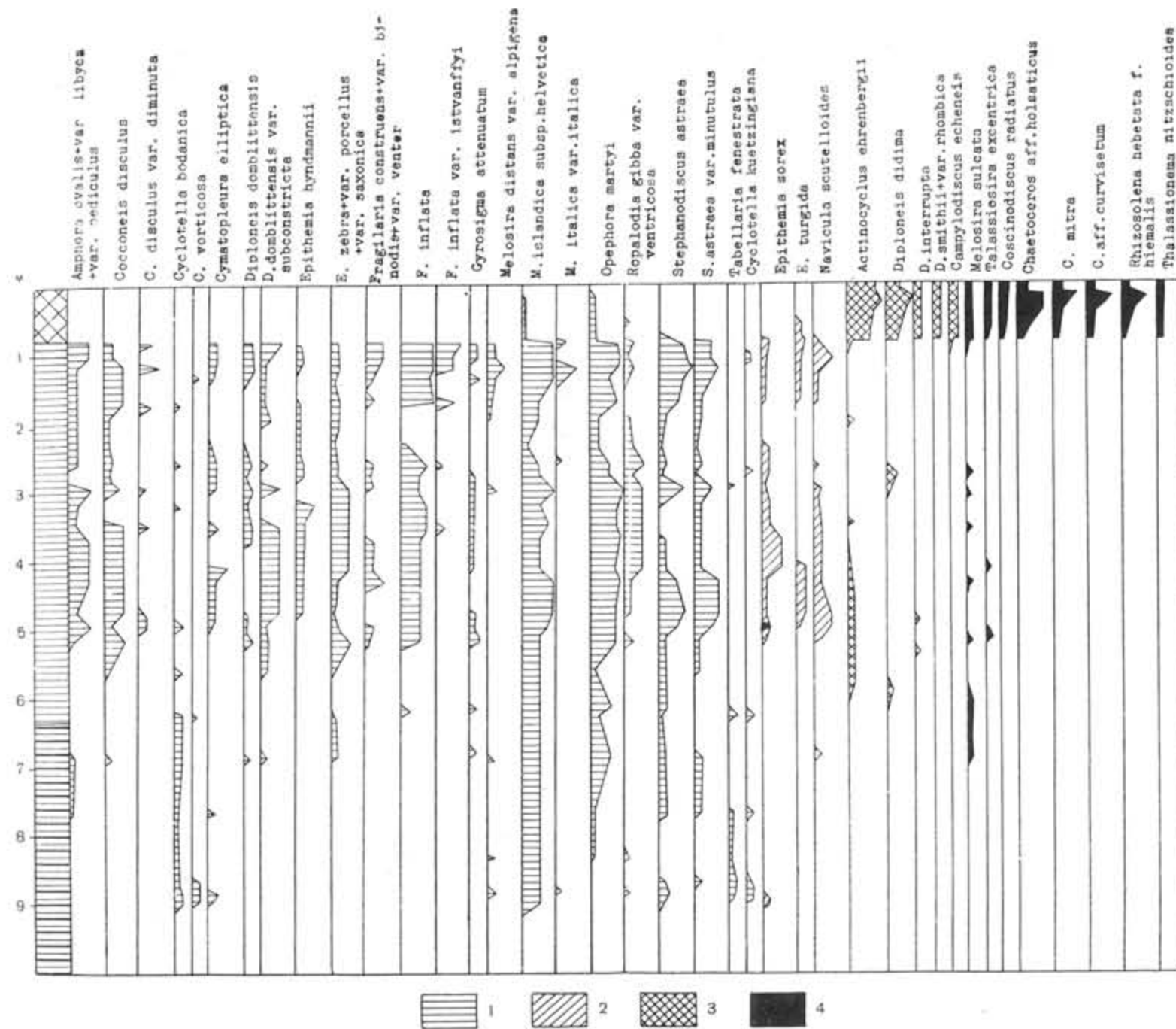


Рис. 2. Диатомовая диаграмма колонки из Гданьской впадины.
1 — пресноводные диатомовые (олигогалобы) — галофилы и индифференты, 2 — пресноводные диатомовые (олигогалобы) — галофилы, 3 — солоноватоводные диатомовые (мезогалобы), 4 — морские диатомовые (эугалобы)

Чаще обычно наблюдается довольно высокое содержание широколиственных пород, в основном *Ulmus* и *Quercus*, а кривая *Corylus* стремительно растет, иногда до величин в сотни процентов. Этого не наблюдается в рассматриваемых диаграммах. Вместе с тем преобладание пыльцы *Pinus*, которое как будто бы указывает на бореальный возраст, часто наблюдается также в пребореальных отложениях (Firbas, 1949, Авт. 37, 39, 40, 43, 46, 50, 52 und andere). Наличие *Corylus* специально отмечается Ф. Фирбасом для второй половины пребореала (S.49). Характерно, что в зоне IVb содержание *Corylus* мало изменяется по разрезу, как это и наблюдается в рассматриваемых спектрах. Присутствие *Corylus* в верхней части пребореальных отложений отмечают также Н. Нильссон (Nilsson, 1964) — для южной Швеции и Я. Стасяк (Stasiak, 1967) — для района Мазурского Поозерья.

С учетом указанных выше поправок на дне Мекленбургской бухты выше торфа залегают отложения бассейнов анцилового времени, а ниже его — бассейнов позднего дриаса и первой половины пребореала. По мнению О. Кольпа все эти бассейны были солоноватыми. Этот вывод базируется на данных диатомового анализа 61 образца из трех колонок, выполненного В. Шварценхольцем (Schwarzenholz, 1965). В колонках четко выделяется литориновый горизонт (15 образцов), в котором преобладают морские и солоноводные диатомеи. В нижележащих осадках преобладают пресноводные диатомеи, однако наблюдается постоянная примесь морских и солоноводных форм. К сожалению, в таблицах не приводятся данные об обилии встреченных диатомей. Ниже рассматривается экология (по системе Кольбе) тех форм, причисляемых В. Шварценхольцем к морским и солоноводным, которые были встречены не менее, чем в 10 образцах долиториновых частей всех трех колонок (из общего числа 46 образцов).

Среди диатомей, причисляемых к морским, *Diploneis puella* (Schum.) Cl. [*D. smithii* var. *pumila* (Grun.) Hust.] встречена в 21 образце, а *Achnanthes brevipes* Ag. в 13 образцах. Первая форма по данным советских исследователей является олигогалобом — галофилом, а вторая — мезогалобом (Диатомовый анализ, 1949—1960; Забелина и др. 1951; Давыдова и Петрова, 1968). Среди форм, причисляемых к мезогалобам, *Amphora lybica* Ehr., *Diplones elliptica* (Kütz.) Cl. и *Navicula schönfeldii* Hust. являются на самом деле олигогалобами — индифферентами, *Navicula gottlandica* Grun. и *N. hungarica* Grun. — олигогалобами — галофилами, *Melosira sulcata* (Ehr.) Cl. и *Navicula forcipata* Grev. — эугалобами. Только *Diploneis smithii* (Bréb.) Cl. и *Navicula peregrina* (Ehr.) Kütz. действительно являются мезогалобами. Что касается *Mastogloia smithii* Thw. и *M. smithii* var. *amphicephala* Grun., хотя эти виды и причисляются к мезогалобам, они встречаются также в пресных водах. Можно указать, что из числа перечисленных выше видов *Diploneis elliptica*, *D. smithii* var. *pumila* и *Navicula hungarica* обитают в Ладожском и Онежском озерах. Таким образом из 14 форм, встречающихся более, чем в 10 образцах, присутствие которых, по мне-

нию О. Кольпа, свидетельствует об осолонении, только 5 форм не были отмечены в пресных водоемах. Эти 5 форм встречаются в межледниковых морских отложениях и могли быть переотложены из них. *Melosira sulcata*, например, обладает очень прочными створками, которые не разрушаются при размыве осадков. Следует отметить также, что *Campylodiscus echeneis* Ehrg. — характерный вид для солоноватых водоемов — в долиториновых частях колонок почти не был встречен. Все это позволяет усомниться в существовании двух долиториновых стадий осолонения Мекленбургской бухты. Желательно, чтобы данные по диатомовому анализу ее донных отложений были бы вновь опубликованы и чтобы при этом была уточнена экология и указано обилие хотя бы наиболее часто встречающихся форм.

О. Кольпом отмечаются также находки раковин моллюска *Cardium edule* в позднедриасовых отложениях восточной части Мекленбургской бухты. Как показал Г. Де Геер (De Geer, 1940) морской моллюск *Yoldia (Portlandia) arctica* проникал в начале послеледниковое время только в район г. Стокгольма в течение примерно ста лет. Для других районов Балтики находки морских моллюсков, залегающих *in situ* в позднеледниковых и в нижних горизонтах послеледниковых отложений до сих пор никем не были отмечены. В особенности мало вероятной была бы находка *in situ* такого относительно теплолюбивого моллюска как *Cardium edule*.

Вывод о существовании двух долиториновых стадий осолонения Мекленбургской бухты опровергают также данные К. Дибеля (Diebel, 1965), исследовавшего остракоды из той же колонки MB 6b, на основании которой О. Кольп пришел к выводу об осолонении позднедриасового и пребореального бассейнов. Все найденные остракоды принадлежат к пресноводным видам. Отметим также, что по данным Х. Крога (Krog, 1965) морские воды впервые проникли в Датские проливы в атлантическое (литориновое) время.

В периоды значительных регрессий Балтики Мекленбургская бухта могла превращаться в самостоятельный водоем; поэтому ее история возможно не совпадает с историей остальных частей Балтики. В связи с этим особый интерес представляют данные по отложениям Борнхольмской впадины (Kölp, 1967), которая никогда не превращалась в обособленный бассейн. Торфяная прослойка найдена здесь в колонке, взятой на глубине 59 м. Главную роль в ее спорово-пыльцевых спектрах играет сосна, гораздо меньше березы, а другие древесные и кустарниковые породы практически отсутствуют; довольно много спор и пыльники травянистых растений. О. Кольп на этом основании датирует торфяную прослойку границей зон IV/Va. Нам кажется вероятным более ранний возраст торфа — начало пребореала (IVa). В залегающих выше торфа отложениях, в составе диатомовых по данным анализа трех образцов преобладают морские (39—77%) и солоноводные (15—20%) формы. По мнению О. Кольпа, это указывает на осолонение конца ильдиевого времени. Более вероятно, однако, что здесь непосредственно над торфом

залегают литориновые отложения, которые отделяет от него стратиграфический перерыв. В Мекленбургской бухте к литориновым были отнесены осадки, содержавшие 18—56% морских форм, т. е. меньше, чем в рассматриваемой колонке. Ильдиевое море, а в особенности его конечная фаза, было крайне опресненным, а в его отложениях преобладают некоторые солоноватоводные и пресноводные виды диатомей. Литориновое же море было гораздо более соленым.

Таким образом материалы по стратиграфии донных отложений южной Балтики являются новым подтверждением схемы развития Балтийского бассейна, выработанной Г. Де Геером (De Geer, 1896) и дополненной Г. Мунте (Munthe, 1910), В. Рамсеем (Ramsay, 1917) и Е. Хюппя (Нууррә, 1963). Проведенные работы показали, что спорово-пыльцевой и диатомовый анализы могут с успехом использоваться для изучения стратиграфии позднеледниковых отложений, залегающих на дне Балтийского моря. Колонка из Гданьской впадины — это пока единственная колонка из глубоководных частей Балтики, все горизонты которой изучены палеоботаническими методами. Если последующие исследования подтвердят предполагаемый нами возраст среднего горизонта, то это будет означать, что в аллереде соленые воды не проникали в Балтику. К сожалению, разрез отложений, вскрытых колонкой, не является полным, что затрудняет датировку отдельных горизонтов и не дает возможности составить представление о некоторых бассейнах, существовавших в Балтийской котловине. Можно надеяться, что в самом ближайшем будущем будут изучены новые колонки. Это позволит составить полный стратиграфический разрез донных отложений Балтики.

Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность С. Т. Андерсену (Svend Th. Andersen), В. И. Культинной, Б. Роче (B. Rosta), М.-Б. Флорин (Maj-Britt Florin) и В. С. Шешуковой-Порецкой за данные ими советы и консультации.

ЛИТЕРАТУРА

- АБРАМОВА С. А., И. И. ДАВЫДОВА, Д. Д. КВАСОВ.: 1967. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Сб.: «История озер Северо-Запада». Изд. Геогр. об-ва СССР, Л.
- ДАВЫДОВА И. И., Р. И. ДЖИНОРИДЗЕ, Д. Д. КВАСОВ, Г. МАСИЦКА, Е. А. СПИРИДОНОВА.: 1967. Диатомовый и спорово-пыльцевой анализы колонки донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря. Докл. АН СССР, т. 177, № 6.
- ДАВЫДОВА И. И., И. А. ПЕТРОВА.: 1968. Эколого-систематическая характеристика водорослей Ладожского озера. Сб. «Растительные ресурсы Ладожского озера». Изд. ЛГУ, Л.
- Диатомовый анализ.: 1949—1950. Кн. 2—3. Госгеолыздат, Л.
- ЗЕБЕЛИНА М. М., КИСЕЛЕВ И. А., А. И. ПРОШКИНА-ЛАВРЕНКО, В. С. ШЕШУКОВА.: 1951. Диатомовые водоросли. Изд. «Сов. наука», М.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1967. Стратиграфия донных отложений озер Литвы. Сб. «История озер Северо-Запада». Изд. Геогр. об-ва СССР, Л.

- СТЕЖЛЕ В. Я.: 1966. Характер аллередских спорово-пыльцевых комплексов на территории Латвии. Сб. «Палинология в геологических исследованиях Прибалтики». Рига.
- DAVIDOVA N. N.: 1969. Postglacial history of Ladoga and Onega lakes according to diatom analyses of bottom sediments. Mitt. Intern. Verein. Limnol., 17, Stuttgart.
- De GEER G.: 1896. Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden; Stockholm.
- De GEER G.: 1940. Geochronologia suecica principes. Stockholm.
- DIEBEL K.: 1965. Postglaziale Süßwasser-Ostracoden des Stechrohrkerns MB 6 (Ostsee). Beitrage zur Meeres-Kunde, Heft 12—14, Berlin.
- FIRBAS F.: 1949—1952. Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nordlich der Alpen, I—II, Jena.
- FLORIN M.-B.: 1957. Plankton of fresh and brackish water in the Södertälje area. Acta Phytogeogr. Suec., 37.
- HYYPPIÄ E.: 1963. On the late-Quaternary history of the Baltic Sea. Fennia, 89, N 1.
- IGNATIUS H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. Bull. Comm. geol. Finlande, 180.
- KOLP O.: 1965. Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beitrage zur Meereskunde. Heft 12—14.
- KOLP O.: 1967. Beitrage zur Entwicklungsgeschichte der Bornholm-Mulde seit dem Spätglazial. Petermanns geogr. Mitteilungen, 111. Jahrg., 3. Quartalsheft.
- KROG H.: 1965. On the post-glacial development of the Great Belt Baltica, 2, Vilnius.
- LUBLINER-MIANOWSKA K.: 1965. Die Pollenanalyse einer Stechrohr-Probe aus der Mecklenburger Bucht. Beiträge zur Meeres Kunde. Heft 12—14, Berlin.
- MASICKA H.: 1965. Essai de definition stratigraphique ainsi que de l'age de la carrote prelevee de la baie de Gdansk. Baltica, 2, Vilnius.
- MUNTHE H.: 1910. Studies in the Late-Quaternary history of southern Sweden. Geol. Foren. i Stockholm Forhandl., B. 32, Del. 3.
- NILSSON T.: 1964. Standartpollendiagramme und C¹⁴ Datierungen aus dem Ageröds Mosse im Mittleren Schonen. Lund.
- RAMSAY W.: 1917. De s. k. marina gränserna i södra Finland Fennia, 40, N 7.
- SCHULZ H.: 1965. Pollenanalytischer Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Beitrage zur Meereskunde. Heft 12—14, Berlin.
- SCHULZ P.: 1926. Die Kieselalgen der Danziger Bucht. Bot. Arch., Bd. 13, H. 3—4.
- SCHWARZENHOLZ W.: 1965. Die Deatomeenflora in der Stechrohrkernen aus der Mecklenburger Bucht. Beitrage zur Meereskunde. Heft 12—14, Berlin.
- STALBERG N.: 1939. Lake Vattern. Acta Phytogeogr. Suec., 11.
- STASIAK J.: 1963. Historia jeziora Kruklin w świetle osadów strefy litoralnej. Warszawa.
- STASIAK J.: 1967. Age and Evolution of meltwater basins in the Masurian Lake district. Baltica, 3, Vilnius.

NEW DATA ON STRATIGRAPHY OF BOTTOM DEPOSITS OF THE SOUTHERN BALTIC

by

N. N. DAVIDOVA, R. N. JINORIDZE, D. D. KVASOV, G. MASICKA,
E. A. SPIRIDONOVA

SUMMARY

A complete sequence of bottom deposits originating from one of the depressions of the Southern Baltic being studied by means of pollen-, spore- and diatom analyses would enable us to retrace the succession of fresh- and saltwater basins in the Baltic depression. We have thoroughly examined a 10 m long core of sediments of the Gdańsk Gulf taken at a depth of 105 m located in the deepest region of the southern Baltic (Masicka, 1965). Diatom analysis has been carried out and pollen counts have been repeated.

The pollen spectra of the examined samples can be subdivided into three complexes. The first complex (9,6—5,8 m) is marked by predomination of badly preserved pollen and spores. *Pinus silvestris* (50—70 per cent), *Betula* (10—30 per cent) and *Alnus* (8—20 per cent) prevail among arboreal species. Pollen of *Picea*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus* is presumably in a redeposited state. *Artemisia* dominates among herbaceous plants (up to 62,5 per cent). This pollen composition is indicative of inclement climatic conditions. The second complex is characterized by a particularly high content of pine pollen (up to 95—96 per cent of the total arboreal pollen content). Pollen of *Helianthemum* genus has been found (up to 12 per cent) almost in every sample. Species *H. canum* (L.) Baumg. and *H. nummularium* (L.) Dunal. have been identified. The presence of *Hippophaë* genus pollen and of spores of *Botrychium boreale* and *Selaginella selaginoides* has been stated as well. The boundary of clay and ooze layers is marked by a rapid change of the pattern of pollen spectra. In the spectra of the third complex pollen of deciduous trees of the genera *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Fagus* and of shrubs such as *Corylus* acquires a relatively great significance (10—20 per cent).

An abundant and manifold composition of diatom flora (225 forms) has been found in the core samples. The base layer of the core contains 68 species of diatoms, 65 of which are Oligohalobes. Plankton species — inhabitants of deep cold lakes — prevail. e. g. *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella bodanica* Eulens., *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., *Tabellaria fenestrata* (Lyhgb.) Kütz., *Opephora martyi* Heib. A similar composition has been found in Late Glacial deposits of the Ladoga and the Onega lakes. In the sediments of the middle layer 168

diatom forms including 156 Oligohalobes occurred; 12 individual Mesohalobes and Euhalobes have been met with, presumably redeposited from Eemian deposits. Predominant are the same species as in the base layer of the core as well as *Fragilaria inflata* (Heid). Hust. and var. *istvanffy* (Pant). Hust., *Cocconeis disculus* (Schum.) Cl., *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Cl., *Navicula scutelloides* W. Sm., *Cocconeis disculus* var. *diminuta* (Pant.) Shesh.

The bulk of diatoms characterizing the middle layer now inhabit great, cold lakes such as the Ladoga, the Onega, the Mälaren, the Vättern and others. The upper layer (0,83—0 m) contains 68 forms of diatoms among which 43 marine forms (Mesohalobes and Euhalobes) have been recorded. Dominating forms are Mesohalobes — *Actinocyclus Ehrenbergii* Ralfs with varieties and neritic Euhalobes: *Chaetoceros* aff. *curvisetus* Cl., *Ch.* aff. *hobsaticus* Schütt., *Ch. mitra* (Bail.) Cl., *Rhizosolenia alata* var. *curvirostris* Grun. Oceanic diatoms are scarce and occur mainly in the form of detritus.

The attempt to attribute the said layers to a certain stratigraphy subdivision of Late- and Postglacial ages met with considerable difficulties. It can be suggested that the initial stage of sedimentation of the upper layer should be assigned to the upper parts of Atlantic (?) Sub-Boreal and Sub-Atlantic periods (Zones VII (?), VIII and IX according to F. Firbas). It seems that the middle and bottom horizons have been deposited in Late Glacial, the first having a spectrum of interstadial and the latter of periglacial type. They can be supposedly assigned to Alleröd (zone II) and Middle Drayas (zone I c). The great thickness of Late Glacial deposits is due to a high rate of sedimentation (Ignatius, 1958).

The results of our investigations complement the extensive and highly valuable data obtained by O. Kolp (1965, 1967) on the sediments in question from the southern part of the Baltic. However, some conclusions drawn by O. Kolp and his collaborators are, in our opinion, disputable. The age of peat layers in the deposits from the central part of the Mecklenburg Bay is determined by O. Kolp on the basis of pollen-analytical data as Early Boreal (Va). We consider an earlier age to be more probable (IV b). We have some doubts about the existence of two Prelitorina stages of salination of the Mecklenburg Bay. W. Schwarzenholz (1965) has found an abundant fresh-water diatom flora in the sediments assigned to zones III, IVa and V. There was, however, a stable admixture of marine forms. 14 diatom forms reckoned by W. Schwarzenholz to Euhalobes and Mesohalobes have been recorded by him in more than ten samples (out of 46). But, according to the studies carried out by the Soviet scientists, 9 forms can inhabit freshwater basins and the remaining 5 occurred in Eemian deposits from which they could have been reworked. K. Diebel, who has investigated (1965) the Ostracodes from the same core that was the object of diatom studies (zones III and IVa), has found only fresh-water species. It can be assumed that the peat layer in the deposits of the Bornholm deep found at a depth of 59 m (Kolp, 1967) belongs to zone

IVa (and not to IV/Va). It is overlain by Litorina sediments (not Yoldia sediments as they were determined by O. Kolp) which are separated from the peat by a stratigraphic gap.

Our data on stratigraphy of bottom deposits give new proof to the scheme of development of the Baltic basin established by G. De-Geer (1896) and supplemented by H. Munthe (1910), W. Ramsay (1917) and E. Hyypää (1963). If future investigations confirmed the proposed age of the middle horizon of the core from the Gdansk depression it would give clear evidence that during Alleröd salt waters did not penetrate into the Baltic.

NEUE ANGABEN ÜBER DIE STRATIGRAPHIE DER GRUNDABLAGERUNGEN DER SÜDLICHEN OSTSEE

von

N. N. DAVIDOVA, R. N. JINORIDZE, D. D. KVASOV, G. MASICKA,
E. A. SPIRIDONOVA

ZUSAMMENFASSUNG

Wir haben eine 10-meterhohe Kolonne von Bodenablagerungen der Gdasker Bucht untersucht, die in dem tiefsten Teil der südlichen Ostsee entnommen wurde (Masicka, 1965). Es wurde eine Diatomeenanalyse durchgeführt, und eine Pollenanalyse wiederholt.

Nach den palinologischen Befunden unterteilen sich die Spektren aller untersuchten Proben in drei Komplexe. Der I Komplex (9,6—5,8 m) ist durch eine Dominanz von schlecht erhaltenen Pollen und Sporen gekennzeichnet. Unter den Baumbeständen trifft man am meisten *Pinus* cf. *silvestris* (50—70%), *Betula* (10—30%) und *Alnus* (8—20%) an. Pollen von *Picea*, *Quercus*, *Tilia*, *Carpinus* sind wahrscheinlich in den sekundären Ablagerungen aufzufinden. Unter den Gräsern herrscht *Artemisia* (bis 62,5%) vor. Dies alles zeugt von strengen Klimaverhältnissen. Für den II Komplex (5,8—0,83 m) ist eine starke Dominanz von Kieferpollen (bis 95—96% der Gesamtsumme der Baumpollen kennzeichnend). Fast in allen Proben trifft man *Helianthemum* (bis 12%) an. Bestimmt wurden die Arten *H. canum* (L.) Baumg. und *H. nummularium* (L.) Dunal. Man trifft auch Pollen von *Hippophaë* und Sporen von *Botrychium boreale* und *Selaginella selaginoides* an. An der Grenze zwischen Lehm und Schlamm beobachtet man eine außerordentlich rasche Änderung des Charakters der Spektren. In den Spektren des III. Komplexes (0,83—0 m) kommt eine relativ große Rolle den Pollen von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Fagus* (zusammen 10—20%) und *Corylus* zu.

In den Proben aus der Kolonne ist eine reiche und mannigfaltige Diatomeenflora entdeckt worden (225 Arten). In der unteren Schicht (9,6—5,8 m) sind 68 Arten entdeckt worden, 65 von ihnen sind Oligohaloben. Es herrschen die Planktonarten vor, wie *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella bodanica* Eulens., *Stephanodiscus artraea* (Ehr.) Grun., *Tabellaria fenestrata* (Lingb.) Kütz., *Opephora martyi* Heib., die in tiefen und kalten Seen anzutreffen sind. Ein ähnlicher Komplex wurde in den spätglazialen Ablagerungen der Ladoga- und Onegaseen angetroffen. In der mittleren Schicht (5,8—0,83 m) sind 168 Arten von Diatomeen entdeckt worden, 156 von ihnen sind Oligohaloben. 12 Mesohaloben und Euhaloben sind selten anzutreffen, die wahrscheinlich aus den Eemablagerungen stammen. Hier herrschen dieselben Arten wie in der untersten Schicht vor und außerdem *Fragilaria inflata* (Heid.), *Cocconeis disculus* (Schim.) Cl., *Diploneis domblitensis* var. *subconstricta* Cl., *Navicula scutelloides* W. Sm., *Cocconeis disculus* var. *diminuta* (Pant.) Shesh. Die meisten dieser Diatomeen hausen jetzt in großen und kalten Seen — Ladoga, Onega, Melaren, Wettern und andere. Die oberste Schicht (0,83—0 m) enthält 67 Arten, unter ihnen 43 Meerformen. Es herrschen Mesohaloben vor, wie *Actinocyclus ehrenbergii* Ralfs., und neritische Euhaloben, wie *Chaetoceros* aff. *curvisetus* Cl., *Ch. aff. holsaticus* Schütt., *Ch. mitra* (Bail.) Cl., *Rizosolenia alata* var. *curvirostria* Grun.

Man kann vermuten, daß die oberste Schicht mit den Zonen VII (?), VIII und IX (nach F. Firbas) datieren kann. Der mittlere und unterste Horizont lagerte sich wahrscheinlich während der Spätglazialzeit ab. Man kann sie vermutlich mit Zone II und I c vergleichen.

Unsere Angaben ergänzen die von O. Kolp (1965, 1967), der ein sehr reiches und wertvolles Material über die Bodenablagerungen der südwestlichen Ostsee gewonnen hat. Anhand von Angaben der Pollenanalyse schätzt O. Kolp das Alter der Torfschichten aus der Mecklenburger Bucht als ein frühboreales (V a). Uns scheint sie älter zu sein (IV b). Daß es zwei Vorlitorinastadien gibt, während deren die Versalzung der Mecklenburger Bucht war, ist auch zu bestreiten. W. Schwarzenholz (1965) fand in den Niederschlägen der Zonen III, IV a und V eine reiche Süßwasserdiatomeenflora. Es wurde aber eine ständige Beimischung von Meerformen beobachtet. 14 Formen von Diatomeen, die W. Schwarzenholz zu den Euhaloben und Mesohaloben zählt, sind von ihm in mehr als 10 Proben angetroffen worden (aus 46). Nach den Angaben der Forscher der Sowjetunion sind 9 von diesen Formen in den Süßwasserseen anzutreffen, und die übrigen 5 Formen sind in den Eemablagerungen zu verzeichnen, aus denen sie umgelagert werden können.

Wenn die nachfolgenden Untersuchungen das vermutliche Alter der Kolonne aus der Gdansker Bucht bestätigen werden, so wird das bedeuten, daß im Alleröd das Salzwasser nicht in die Ostseesenke gelangte.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОЗДНЕ- И ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ВЫБОРГА

Е. М. ВИШНЕВСКАЯ, Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Ленинград

При изучении истории Балтики чрезвычайно важно проследить изменение характера ее отложений от центральных районов Фенно-Скандии до платформенных областей на юге и юго-востоке. Это можно сделать только в южной Швеции и на Карельском перешейке. Поэтому изучению последнего всегда уделялось большое внимание. В конце XIX века Г. Де Геер (De Geer, 1894, 1896), Г. Бергхелль (Berghell, 1896) и В. Рамсей (Ramsay, 1896) выделили на Карельском перешейке береговые линии польденевого, анцилового и литоринового бассейнов. В районе Выборга польденевая береговая линия, по мнению этих исследователей, располагалась на высоте около 70 м. Схема Г. Де Геера нашла поддержку со стороны С. А. Яковлева, который в своей классической монографии «Накосы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей» (1925—1926) впервые применил для ее обоснования палеоботанические методы.

Однако в Швеции и Финляндии в схему Г. Де Геера были внесены уточнения. Г. Мунте (Munthe, 1910) и В. Рамсей (Ramsay, 1917) выделили стадию Балтийского ледникового озера; в районах расположенных к югу от линии Салпаусселька II — гора Биллинген ко времени этой стадии были отнесены все те береговые линии, которые ранее считались польденевыми. В дальнейшем В. Рамсей (Ramsay, 1928) вновь рассмотрел на этой основе древние береговые линии Карельского перешейка. К. К. Марков (1931) присоединился к новой схеме В. Рамсея. В работе К. К. Маркова впервые содержится указание на наличие в нижних горизонтах Лахтинского разреза морских диатомей, появление которых он датировал временем пребореального польденевого моря. Диатомей и пыльцу из отложений Карельского перешейка изучал также Е. Хюппе (Нууррә, 1932), который отмечал нахождение солонатоводных диатомей в районе Ино и Иоханнеса (Раитосу). Эти две точки (вместе с Лахтой) дали К. К. Маркову (1933) возможность наметить изобазовую поверхность пребореального польденевого моря. В своей последующей работе Е. Хюппе (Нууррә, 1937) вновь привел обширные данные по пыльце

и диатомеям Карельского перешейка. Относительно богатые комплексы диатомей были найдены им в пребореальных отложениях только в районе Иоханнеса; данные по Ино не подтвердились.

В недавнее время Е. Хюппе (Нууррӓ, 1963) понизил изобазовую поверхность пребореального иольдиевого моря. По его новой схеме в районе Выборга эта поверхность находится на высоте 18 м, а к юго-востоку резко снижается и уходит под уровень моря. При этом не учитываются данные по разрезам Иоханнес (Нууррӓ, 1937) и Лахта (Джиноридзе, Клейменова, 1965), которые оказываются много выше береговой линии иольдиевого моря, если ее провести по указаниям Е. Хюппе.

Вопрос о распространении на Карельском перешейке пребореального иольдиевого моря нельзя, таким образом, считать исчерпанным. Мы надеемся, что приводимый здесь материал сможет сыграть некоторую роль в решении этого вопроса.

В течение 1963 и 1965—1966 гг. Северная геологическая партия СЗГУ под руководством Л. Ф. Соколовой производила съемку в Выборгском районе Ленинградской области. Для расчленения толщи позднего и послеледниковых образований на отдельные стратиграфические горизонты и выяснения условий их формирования было пробурено большое количество скважин. Авторами настоящей статьи производился палинологический и диатомовый анализ 70 образцов, отобранных из семи разрезов района Выборга. Палинологические анализы выполнены Г. И. Клейменовой, диатомовые — Е. М. Вишневской.

При изучении послеледниковых отложений методом спорово-пыльцевого анализа было установлено, что наряду с объемными, хорошей сохранности зернами встречается минерализованная пыльца (уплощенная, со стекляннным блеском, с неясным строением поровых камер и т. д.), иногда со следами механического повреждения. Наибольший процент ее отмечен среди пыльцы р. *Betula* и р. *Alnus*. Некоторые формы родов *Pinus*, *Betula* и *Artemisia* кроме того характеризуются гораздо меньшими размерами. Несмотря на такой своеобразный облик, минерализованная пыльца из спектров не исключалась, так как присутствие ее постоянно и вполне закономерно для послеледниковых отложений (Усикова, Клейменова, Джиноридзе, 1963; Малясова, Клейменова, 1965). Е. Н. Ананова (1958, 1960) рассматривает подобную пыльцу как недоразвитую, считая ее синхронной осадку. Приуроченность спектров с недоразвитой пылью к отложениям ледникового времени как нельзя лучше подчеркивает суровость климата во время накопления осадков (Ананова, 1966).

Почти во всех изученных образцах кроме того постоянно встречаются единичные ценобии зеленой водоросли *Pediastrum*. В разрезе скважин 4605—4606 они отмечены в большом количестве; на глубине 3,9 м — 54 экземпляра, на глубине 5,9 м — более 170, на глубине 7,5 м — около 40 экземпляров.

В целом приводимый фактический материал позволил внести некоторые дополнения в историю развития растительности Карельского пе-

решейка, а также проследить неоднократную смену бассейнов в позднем и послеледниковое время. Расчленение всей послеледниковой толщи производилось только по данным палинологического анализа.

Средний дриас. Отложения этого отрезка времени прослеживаются в скважине 4627 (гл. 10,0—9,4 м), 4781 (гл. 6,5—3,5 м), 4652 (гл. 8,5—8,0 м), 4613 (гл. 6,4—6,0 м), 4769а (гл. 5,0—4,5 м) и представлены песками, реже супесями и суглинками типа ленточных. Подстилаются они в основном мореной лужской стадии валдайского оледенения. Абсолютные отметки их поверхности колеблются от 40 до 70 м. В общем составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных пород (в среднем 40—80%) и споры. Процентное содержание пыльцы трав колеблется от 10 до 25%. Среди древесных пород доминирует пыльца березы (в основном *Betula humilis* и *Betula nana*), составляющая в среднем 30—50%. Количество пыльцы ольхи колеблется от 10 до 40%, сосны от 15 до 30%. Пыльца ели и широколиственных пород, чаще рваная, единична. Спорадически встречается пыльца *Alnaster*. Отмечено до 10—12% пыльцы кустарника *Corylus*, как плохой, так и хорошей сохранности. Среди пыльцы травянистых растений господствует пыльца р. *Artemisia* (свыше 50%) и сем. *Chenopodiaceae* (20—30%). Кроме того постоянно встречается пыльца *Polemonium* sp., *Polygonum* cf. *historta*, *Ephedra* sp., *Rubus* cf. *chamaemorus*, *Rumex* sp., сем. *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Ranunculaceae*, *Ericaceae*, *Compositae* и др.

В группе спор доминируют споры зеленых и сфагновых мхов. Количество спор папоротников из сем. *Polypodiaceae* составляет в среднем 10—12%. Среди спор из рода *Lycopodium* определены *L. complanatum*, *L. clavatum* и тундровый вид *L. pungens*. В разрезе скв. 4652 встречена спора *Botrychium boreale*. Полученные спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о холодных климатических условиях. Растительность среднего дриасового времени носила в основном тундровый характер; на сухих моренных холмах и в засоленных депрессиях кроме того развивались ксерофильные травянистые группировки. В отложениях среднего дриаса отмечены единичные створки 16 видов и разновидностей диатомей, из них 6 пресноводных: *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Opephora martyi* Herib., *Eunotia praerupta* Ehr., *Cocconeis pediculus* Ehr., *Navicula fennoscandica* Cl. и *Pinnularia lata* (Bréb.) W. Sm. Среди солоноватоводных и морских отмечены *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Thalassiosira gravida* Cl., *Coccinodiscus curvatulus* var. *minor* (Ehr.) Grun., *Chaetoceros affinis* Lauder, *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Diploneis smithii* f. *rhombrica* Mer., *Nitzschia navicularis* (Bréb.) Grun., *N. punctata* (W. Sm) Grun., *Campylodiscus clypeus* Ehr.

Аллерёд. Отложения аллерёдского потепления вскрыты разрезами скважин 4652 (гл. 8,0—4,3 м), 4769а (гл. 4,5—2,5 м), 4605—4606 (гл. 8,5—3,5 м) и представлены супесями и песками. По данным Л. Ф. Соколовой нерасчлененные отложения I Иольдиевого моря и II

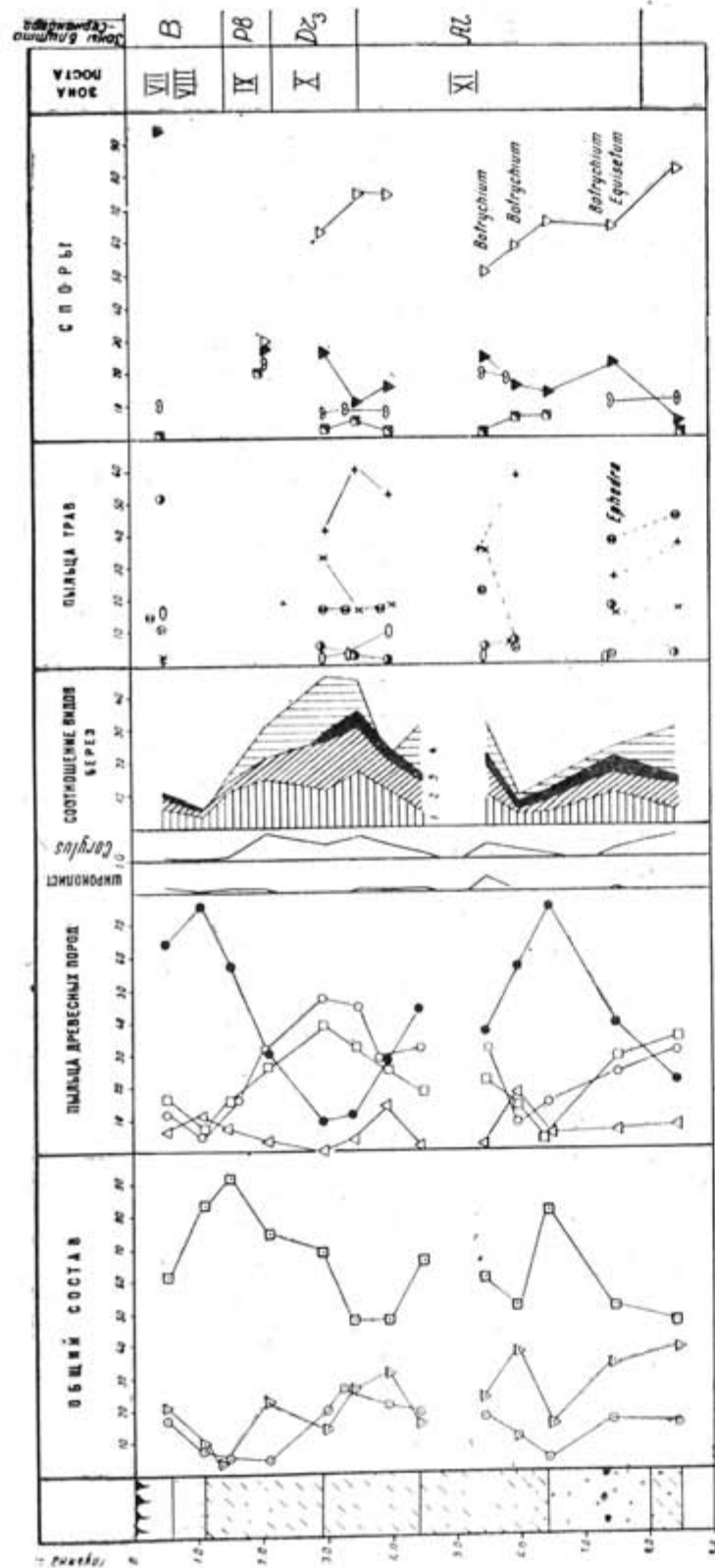


Рис. 1. Спорно-пыльцевые диаграммы разрезов скважин №№ 4605, 4606

Балтийского ледникового озера вскрываются на абсолютных отметках от 25 до 40 м. По данным спорно-пыльцевого анализа аллередских отложений в общем составе господствует пыльца древесных пород — 50—70%. Процентное содержание трав в среднем составляет 10—20%, спор — 10—30%. Среди пыльцы древесных пород резко увеличивается количество сосны до 35—75% и ели — до 10%, а в скв. 4605—4606 — до 20%. Содержание пыльцы березы (*Betula* секц. *Albae*, *B. humilis* и *B. nana*) составляет не более 30%, ольхи — 35—45%. Единично встречается пыльца *Alnaster*. Количество пыльцы широколиственных пород (*Tilia*, *Ulmus* и *Carpinus*) невелико: 0,5—2,0%, кустарника *Corylus* — 4—6%. Среди травянистых растений доминирует пыльца польней (25—60%) и маревых (15—35%). Постоянно встречается пыльца сем. *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Caryophyllaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Umbelliferae*, р. р. *Ephedra*, *Thalictrum* sp., *Polygonum* cf. *bistorta*, *Humulus* cf. *lupulus* и др. В группе споровых господствуют споры зеленых мхов — свыше 50%. Непрерывные кривые образуют споры сфагновых мхов, папоротников и плаунов. Из последних были определены тундровые виды: *Lycopodium selago*, *L. pungens*, *L. alpinum* и лесные: *L. complanatum*, *L. clavatum*. Единичны находки спор *Botrychium boreale*.

Полученные результаты палинологического анализа отражают господство сосны в составе редколесья; в наиболее благоприятных местообитаниях поселяется ель, что несомненно было связано с некоторым увлажнением. Среди травянистых растений в аллерёде по-прежнему большое значение имели группировки из польней и маревых.

В осадках аллередского времени определено 37 видов и разновидностей диатомей, из них 14 пресноводных и 23 морских вида. Оценки обилия всех видов единичные. Среди пресноводных диатомей встречен целый ряд холодолюбивых форм: *Melosira arenaria* Moore, *M. scabrosa* Ostr., *Opephora martyi* Herib., *Eunotia praerupta* Ehr., *Cocconeis disculus* var. *diminuta* (Pant.) Sheshuk., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. lata* (Bréb.) W. Sm. и др. Солоноватоводный и морской элемент представлен следующими видами: *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., *Thalassiosira gravida* Cl., *Hyalodiscus scoticus* (Kütz.) Grun., *Cocconeis curvatulus* var. *minor* (Ehr.) Grun., виды *Chaetoceros*, *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora oceanica* (Ehr.) Grun., *Diploneis didyma* (Ehr.) Cl., *D. subcineta* (A. S.) Cl., *D. smithii* f. *rhombrica* Mer., *Nitzschia circumscuta* (Bail.) Grun., *N. navicularis* (Bréb.) Grun., *N. punctata* (W. Sm.) Grun.

Здесь присутствуют также переотложенные палеогеновые формы: *Triceratium weisii* Grun., *Puxilla gracilis* Temp. et Fort. и неопределимые обломки створок *Centriceae*.

Молодой дриас. Отложения молодого дриаса прослеживаются в двух скважинах 4605—4606 (гл. 3,5—2,3 м) и 4652 (гл. 4,3—3,5 м) и представлены супесями.

В общем составе верхнедриасовых спектров по-прежнему преобладает пыльца древесных пород, в основном березы и ольхи. Как показав-

ванной площади и скв. 4606—4605 (гл. 2,5—1,8 м). Литологически они представлены серыми и темносерыми пылеватыми слонстыми суглинками и супесями с прослоями светлосерого пылеватого песка. Абсолютные отметки подошвы этих отложений (—3,2) м и (+8) м.

Спорово-пыльцевые спектры пребореального времени характеризуются господством пыльцы древесных пород (55—70%) и постепенным сокращением роли пыльцы травянистых растений и спор. Среди древесных пород господствует сосна и береза, пыльца которых в среднем составляет 34—45% и 40—50%. Среди берез резко возрастает содержание пыльцы *Betula* секц. *Albae*. Количество пыльцы ольхи колеблется от 5 до 15%, ели от 0,5 до 3%. Среди травянистых растений пыльца полыней и маревых, господствующие на протяжении всего позднеледниковья, постепенно теряют свое значение. В то же время начинает возрастать количество пыльцы сем. *Ericaceae*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Rubiaceae* и др. Здесь же определена пыльца рода *Thalictrum* sp., *Hippophaë* cf. *ramnoides*, *Humulus* cf. *lupulus*, *Polygonum* cf. *scabrum*. Среди споровых господствуют папоротники из сем. *Polypodiaceae* (50—70%). Непрерывные кривые образуют споры сфагновых и зеленых вхов и плаунов (*L. alpinum*, *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. pungens*) и др. Единично встречены споры *Botrychium* sp. и *Equisetum* sp.

Таким образом, судя по составу спорово-пыльцевых спектров (значительное количество пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, часто встречающаяся пыльца *Hippophaë* cf. *ramnoides*, споры *Lycopodium pungens* и др.) лесные сообщества в составе растительности пребореального времени еще не были абсолютно господствующими. Леса состояли, главным образом, из сосны и древовидной березы, открытые участки занимали ксерофитные группировки. Формации из кустарниковых берез попрежнему сохраняют свое значение.

В осадках пребореального иольдиевого моря (скв. 4652, гл. 2,0—3,5 м) определено 68 видов и разновидностей диатомей и два вида силикофлагеллат. Солоноватоводные виды составляют до 80%, пресноводные до 20%, морские — 0,5%.

Доминируют солоноватоводные: *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl., *D. smithii* f. *rhombica* Mer., *Nitzschia navicularis* (Bréb.) Grun. и *N. punctata* (W. Sm.) Grun. К субдоминантам относятся пресноводные: *Opephora martyi* Herib., *Fragilaria virescens* var. *oblongella* f. *clavata* V. H., *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Cl., *Navicula scutelloides* W. Sm., *Caloneis schumanniana* var. *biconstricta* Grun., *Cymbella lacustris* (Ag.) Cl., *C. sinuata* Greg., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz.

Большое количество эпифитных литоральных форм и незначительное количество планктонных видов показывают, что формирование осадков происходило в условиях сильно опресненной лагуны.

До сих пор диатомей из иольдиевых отложений, подстилающих анциловые, отмечены на Карельском перешейке в пунктах Иоханнес, Mustalampi Bog (Нуурпää, 1937) и в Лахтинской котловине (Желудобовская,

Ладышкина, 1963; скв. 2; Джиноридзе, Клейменова, 1965; скв. 4615). Как показала таблица 1, составленная на основании наших исследований и литературных данных, комплекс диатомей из отложений пребореального иольдиевого моря в разрезе скв. 4652 несколько отличается от комплексов других разрезов, что объясняется, по-видимому, различными условиями осадконакопления.

Таблица 1

Сопоставление доминирующих видов диатомей из отложений пребореального иольдиевого моря

Название видов	Экология	По данным авто-	По Хюппе (1937)		По Ладышкиной (1963)	По Джиноридзе (1965)
			Иоханнес	Mustalampi Bog		
					Лахта	
1. <i>Melosira ambigua</i> (Grun.) O. Müll.	п		5	4		
2. <i>M. distans</i> (Ehr.) Hust.	п		5	4		
3. <i>M. granulata</i> (Ehr.) Ralfs	п		4			4
4. <i>M. islandica</i> subsp. <i>helvetica</i> O. Müll.	п					
5. <i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz.	п		5			
6. <i>M. italica</i> var. <i>valida</i> (Grun.) Hust.	п		4			
7. <i>Opephora martyi</i> Herib.	п	3		3		4
8. <i>Fragilaria virescens</i> var. <i>oblongella</i> f. <i>clavata</i> V. H.	п-с	3				
9. <i>Synedra pulchella</i> (Ralfs) Kütz.	п-с			3	+	3
10. <i>Eunotia praerupta</i> Ehr.	п					
11. <i>Cocconeis placentula</i> Ehr.	п-с			3		
12. <i>Mastogloia elliptica</i> (Ag.) Cl.	с			3		
13. <i>M. elliptica</i> var. <i>dansei</i> (Thw.) Cl.	с			3		
14. <i>Diploneis domblittensis</i> var. <i>subconstricta</i> (Grun.) Cl.	п	3				
15. <i>D. finnica</i> (Ehr.) Cl.	п		3			
16. <i>D. interrupta</i> (Kütz.) Cl.	с	5				
17. <i>D. smithii</i> (Bréb.) Cl.	с		3	5	+	5
18. <i>D. smithii</i> var. <i>rhombica</i> Mer.	с	6			+	3
19. <i>Stauroneis phoenicenteron</i> Ehr.	п-с		3	4		
20. <i>Navicula americana</i> Ehr.	п		3			
21. <i>N. amphibola</i> Cl.	п					3
22. <i>Navicula digitoradiata</i> (Greg.) A. S.	с			4		
23. <i>N. peregrina</i> (Ehr.) Kütz.	с			5		
24. <i>N. scutelloides</i> W. Sm.	п	3				
25. <i>Caloneis schumanniana</i> var. <i>biconstricta</i> Grun.	п	4				
26. <i>Gyrosigma balticum</i> (Ehr.) Rabenh.	с-п			5		
27. <i>G. distortum</i> var. <i>parkeri</i> Harr.	с			5		
28. <i>G. attenuatum</i> (Kütz.) Rabehn.	п-с					5
29. <i>Amphora ovalis</i> Kütz.	п			3		3
30. <i>Cymbella cuspidata</i> Kütz.	п		3			
31. <i>C. lacustris</i> (Ag.) Cl.	п-с	4				
32. <i>C. prostrata</i> (Berkeley) Cl.	п-с	3				
33. <i>C. sinuata</i> Greg.	п	4				
34. <i>Epithemia sores</i> Kütz.	п			5		
35. <i>Ep. turgida</i> (Ehr.) Kütz.	п-с	3		4		4
36. <i>Ep. zebra</i> (Ehr.) Kütz.	п-с			5		
37. <i>Ep. zebra</i> var. <i>porcellus</i> (Kütz.) Grun.	п-с			5		4
38. <i>Nitzschia circumscuta</i> (Bail.) Grun.	с				+	
39. <i>N. navicularis</i> (Bréb.) Grun.	с	6	4	5	+	
40. <i>N. punctata</i> (W. Sm.) Grun.	с	6				
41. <i>N. tryblionella</i> var. <i>victoriae</i> Grun.	п-с			4		
42. <i>Cymatopleura elliptica</i> (Bréb.) W. Sm.	п-с					4

Название видов	Экология	По данным авто-	По Хюппе (1937)		По Тадыш-киной (1963)	По Джиноридзе (1965)
			Нохан-нес	Мусталам-ри Бог		
Лахта						
43. <i>C. elliptica</i> var. <i>discoideae</i> Wisl. et Kolbe	п-с					3
44. <i>C. elliptica</i> var. <i>nobilis</i> (Hantzsch) Hust.	п-с					5
45. <i>C. solea</i> (Bréb.) W. Sm.	п-с			5		
46. <i>Surirella elegans</i> Ehr.	п-с		5			
47. <i>S. ovalis</i> Bréb.	с			4		
48. <i>Campylodiscus echeneis</i> Ehr.	с		5		+	4

Бореальный период. Отложения этого времени слагают аккумулятивную равнину с абсолютными отметками поверхности от 15 до 25—26 м. На исследуемой территории анциловые осадки вскрываются в разрезах скв. 4652 (гл. 2,0—0,5 м), скв. 4606—4605 (гл. 1,8—0,5 м), 4769а (гл. 2,5—0,5 м), 4627 (гл. 9,0—4,0 м) и представлены т/з и м/з песками, супесями и суглинками.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный в отложениях бореального периода, характеризуется господством пыльцы древесных пород, в основном сосны (свыше 50%). Процентное содержание ели составляет в среднем 5—10%, ольхи 5—15%, березы — 5%. Пыльца широколиственных пород и кустарника *Corylus* единична.

Количество пыльцы травянистых растений в общем составе невелико: от 5 до 18%, причем господствующее положение начинает занимать пыльца сем. *Gramineae* и *Cyperaceae*. Кроме того постоянно встречается пыльца сем. *Ranunculaceae* и *Umbelliferae*.

В группе спор доминируют сфагновые мхи (60—90%). Около 25—30% составляют споры зеленых мхов, не более 10% определено папоротников из сем. *Polypodiaceae*. В виде единичных находок присутствуют споры *Equisetum* sp., *Lycopodium* sp. и *L. clavatum*.

Таким образом по данным спорово-пыльцевого анализа в бореальное время наступила полная облесенность исследуемой территории, причем доминантом лесной растительности становится сосна.

Отложения анцилового озера установлены в осадках, вскрытых разрезами скважин 4769а (гл. 0,5—3,0 м), 4652 (гл. 0,5—2,0 м) (рис. 3). Богатый в видовом и количественном отношении комплекс диатомей насчитывает 167 видов и разновидностей. Руководящий комплекс диатомей анцилового озера в этих разрезах представлен следующими видами: *Melosira arenaria* Mooge («оч. часто»), *M. islandica* subsp. *helvetica* O. Müll. («часто»), *M. scabra* Ostr. («часто»), *Opephora martyi* Herib. («оч. часто»), *Eunotia clevei* Grun («редко»), *Diploneis domblittensis* var. *subconstricta* A. Cl. («в массе»), *D. mauleri* (Brun.) Cl. («оч. часто»), *D. meyeri* Skabitsch. («единично»), *Navicula fennoscandica* Cl. («оч. часто»), *N. jentzschii* Grun. («оч. часто»), *N. scutelloides* W. Sm.

(«оч. часто»), *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz. («оч. часто»), *Ep. zebra* var. *porcellus* (Kütz.) Grun. («оч. часто»), *Ep. hyndmannii* W. Sm. («нередко»).

Присутствие единичных солоноватоводных и морских видов в основании анциловых отложений указывает на осолонение анцилового озера на ранних стадиях развития. В исследованных отложениях отмечены: *Thalassiosira gravida* Cl., *Rhabdonema arcuatum* (Lyngb.) Kütz., *Grammatophora arcuata* Ehr., *Gr. oceanica* (Ehr.) Grun., *Diploneis interrupta* (Kütz.) Cl., *D. smithii* f. *rhombica* Mer., *Nitzschia navicularis* (Bréb.) W. Sm., *N. punctata* (W. Sm.) Grun. и обломки створок *Nitzschia scalaris* (Ehr.) W. Sm., *Campylodiscus clypeus* Ehr. и *C. echeneis* Ehr.

Эти виды, по-видимому, сохранились со времени пребореального иольдиевого моря.

Иной комплекс диатомей, характерный для замкнутых заболоченных водоемов, отмечен в осадках бореального времени в разрезе скв. 4627. Доминируют: *Cymbella navicularis* Auersw. и *Gomphonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm., оценкой «часто» отмечена *Pinnularia brevicostata* Cl., «нередко» — *Eunotia robusta* var. *tetraodon* (Ehr.) Ralfs, *Stauroneis phoenicenteron* Ehr., *Navicula pupula* var. *rectangularis* (Greg.) Grun. и *Pinnularia gibba* Ehr.

Типичные для болот комплексы диатомей в осадках бореального времени были также встречены в торфе в разрезе скважины в Лахтинской котловине (Джиноридзе, Клейменова, 1965).

Руководящий комплекс анцилового озера встречается в синхронных осадках на побережье Литвы (Кабайлене, 1960, 1967), на Карельском перешейке (Нууррә, 1937), Швеции (Cleve-Euler, 1932) и Финляндии (Нууррә, 1937). Анциловый комплекс в Лахтинской котловине по данным Т. Е. Ладышкиной (Желубовская, Ладышкина, 1963) содержит *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Opephora martyi* Herib., *Cocconeis pediculus* Ehr., *Navicula scutelloides* W. Sm., *Cymatopleura elliptica* var. *nobilis* (Hantzsch) Hust. и др.

По данным Л. Ф. Соколовой морские литориновые отложения имеют ограниченное распространение и слагают террасированную равнину. Абсолютные отметки поверхности этой равнины колеблются от 5 до 15—16 м. По литологическому составу литориновые отложения представлены мелко- и среднезернистыми песками иногда разномзернистыми с примесью мелкого гравия. На спорово-пыльцевой и диатомовый анализ эти осадки не исследовались.

Суббореальный период. На исследуемой территории осадки суббореального периода вскрыты скважиной 4627 и 4613. Литологически они представлены торфами и диатомей не содержат, что свидетельствует о континентальном перерыве.

По палинологическим данным в общем составе торфяных отложений доминирует пыльца древесных пород (45—65%). Споры в среднем составляют 30—50%, пыльца травянистых растений около 5%. Для пыльцы древесных пород здесь характерно законсервированное и весьма существен-

ное увеличение пыльцы ели до 20—30%. Содержание пыльцы сосны и березы составляет в среднем — 30—40% и 30—35%. Кривая пыльцы ольхи почти совпадает с 10%-ным значением. Пыльца широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus*) и кустарника *Corylus* единична, споры представлены сфагновыми мхами.

Описанный выше состав спектров свидетельствует о распространении елово-сосновых лесов в суббореальный период на исследуемой территории. Травянисто-кустарничковый ярус в составе растительности играет незначительную роль.

Субатлантический период. Самые молодые отложения Балтийского моря слагают пляж и низкую террасу вдоль уреза залива. Абсолютные отметки этой террасы не превышают 3—5 м. Морские отложения представлены песками, супесями и суглинками. Авторами исследовались только торфяники субатлантического периода, вскрытые разрезом скважины 4627.

По данным спорово-пыльцевого анализа в общем составе господствует пыльца древесных пород и споры. Среди древесных пород преобладает пыльца сосны (15—70%) и березы (20—70%). Пыльца ольхи не превышает 20%, ели 10%, широколиственных пород 0,5%, кустарника *Corylus* 4%. Из травянистых растений доминирует пыльца сем. *Gramineae* (35—55%) и *Cyperaceae*. Постоянно встречаются *Rosaceae*, *Rapunculaceae*, *Polygonaceae*, *Cruciferae* и т. д. Из водных определена пыльца *Typha* sp. Среди спор абсолютно господствуют споры сфагновых мхов. Следовательно, заключительный этап голоцена-субатлантический период характеризуется широким распространением березово-сосновых лесов. В торфах субатлантического возраста диатомы не найдены.

Таким образом, полученные по району Выборга новые данные позволили более детально охарактеризовать стадии развития Балтики в поздне- и послеледниковый период, а также показали, что растительный покров в течение этого времени неоднократно менял свой облик. На протяжении всего позднеледникового растительность исследованной территории носила, в основном, лесотундровый характер. Преобладание кустарниковых видов берез, состав трав и споровых свидетельствует о сравнительно небольшой облесенности района. Более благоприятные климатические условия существовали только в аллередское время, когда, судя по составу спорово-пыльцевых спектров, лесные формации с доминирующей древовидной березой и сосной занимали наиболее благоприятные местообитания, несколько вытесняя тундровые группировки.

По составу комплексов диатомей установлено, что формирование осадков позднеледникового времени происходило в приледниковых озерах, в которые имели доступ соленые воды.

В пребореальный период, который является переходным этапом от позднеледникового времени к послеледниковью, происходит заметная перестройка в составе растительности. Однако лесные сообщества по-прежнему еще не были окончательно сомкнуты. Об этом свидетельст-

вуют большое количество в спектрах пыльцы *Betula nana*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, единичные находки пыльцы *Hippophaë*, спор *Lycopodium pungens* и др.

По данным диатомового анализа в этот период выделяется солоноватоводная стадия пребореального польдневого моря.

Бореальный период характеризуется широким распространением сомкнутых лесных ассоциаций, доминантом которых являлась сосна. Диатомовые комплексы показывают, что формирование осадков происходило в условиях пресноводного (на ранних стадиях слегка солоноватоводного) анцилового озера, регрессия которого завершилась стадией заторфовывания.

Осадки времени «климатического оптимума» голоцена (атлантического периода) исследованными скважинами не были вскрыты. На спорово-пыльцевых диаграммах свое отражение получил лишь суббореальный период, в течение которого широко распространилась ель. Заключительный этап голоцена — субатлантический период — характеризуется господством березово-сосновых лесов.

Авторы статьи считают своим долгом выразить благодарность геологу СЗГУ Л. Ф. Соколовой за любезно предоставленные материалы, а также сотруднику ЛГУ канд. географ. наук Д. Д. Квасову за ценные советы и консультацию.

ЛИТЕРАТУРА

- АНАНОВА Е. Н.: 1958. Морфология пыльцы *Polygonum bistorta* L. (нормально развитые формы). ДАН СССР, т. 118, вып. 1.
- АНАНОВА Е. Н.: 1966. О недоразвитой пыльце в плейстоценовых отложениях. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 32, Изд. «Наука», М.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ В. К., ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований Лахтинской котловины. Докл. АН СССР, т. 146, вып. 6.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ В. К., Т. Е. ЛАДЫШКИНА.: 1963. К вопросу о послеледниковой истории Балтики по данным диатомовых и палинологических исследований разреза Лахтинской котловины. Докл. АН СССР, т. 151, № 3.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА.: 1965. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. Сб. Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА.: 1965а. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллередского времени Ленинградской области. *Baltica*, т. 2, Вильнюс.
- ЖУЗЕ А. П.: 1952. Диатомовые водоросли в отложениях четвертичного возраста. В кн. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 3, М.-Л., Изд. АН СССР.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии юго-восточного побережья Балтики и их сопоставление с соседними районами. Автореф. канд. дисс. Вильнюск. геол. упр. Вильнюс.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.: 1967. Развитие косы Куршо-Нерия и залива Куршо-марес. Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы. Тр. ин-та геологии (Вильнюс), вып. 5.

- ЛАДЫШКИНА Т. Е.: 1965. К проблеме ледникового моря в Балтике (по данным диатомовых исследований). ДАН СССР, т. 164, № 5.
- ЛАВРОВА М. А., Т. Е. ЛАДЫШКИНА.: 1965. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. Baltica, т. 2, Вильнюс.
- МАЛЯСОВА Е. С., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА.: 1965. О палеоботанической характеристике ледниковых и позднеледниковых отложений Ленинграда. Сб. Проблемы палеогеографии. Изд. ЛГУ.
- МАРКОВ К. К.: 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. Тр. Главн. геол. упр. ВСНХ СССР, 117.
- МАРКОВ К. К.: 1933. Ледниково-морская проблема позднеледникового пролива (статья II). Изв. Гос. географ. общ. т. XVII, вып. 1.
- УСНKOBA Т. В., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ.: 1963. Поздне- и послеледниковая история развития района Ленинграда. Baltica, т. 1.
- УСНKOBA Т. В., КЛЕЙМЕНОВА Г. И., ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н.: 1963. К вопросу о позднеледниковой истории Балтики в районе Ленинграда. Baltica, т. 3, Вильнюс.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1926. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей. Изв. научно-мелиорат. ин-та, вып. 8—13, Л.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1932. Следы послеледниковых и позднеледниковых трансгрессий к северу от Ленинграда. Путеводитель экскурс. 2-й четвертич.-геол. конференции АИЧПЕ, Геолразведиздат.
- ЯКОВЛЕВ С. А.: 1934. К вопросу об ледниково-морском соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. географ. общ., т. XVI, Вып. 2.
- BERGHELL H.: 1896. Bidrag till kännedom om södra Finlands kvartära nivåförändringar. Bull. Comm. Géol. Finl. N 5.
- CLEVE-EULER A.: 1932. Die kieselalgen des Tåkernsees in Schweden. K. Sv. Vet. Ak. Handl. 3, Bd. 11 : 2.
- DE GEER G.: 1894. Om kvartära nivåförändringar vid Finska viken. Geol. Fören. Förhandl. 16.
- DE GEER G.: 1896. Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm.
- HYYPÄ E.: 1932. Die postglazialen Niveauverschiebungem auf der Karelischen Landenge. Fennia, 56.
- HYYPÄ E.: 1937. Post-glacial changes of Shore-Zone in South Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, 120.
- HYYPÄ E.: 1963. On the late-quadernary history of the Baltic Sea. Fennia, 89, N 1.
- HYYPÄ E.: 1966. The late-quadernary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A III, No 90.
- MOLDER K., V. VALOVIRTA u K. VIRKKALA.: 1957. Ober Spätglazialzeit und früh Postglazialzeit in Südfinnland. Bull. Comm. Géol. Finlande, 158.
- MUNTHE H.: 1910. Studier öfver Gottlands senkvartära historia. Sv. Geol. Unders. Ser. Ca. N 4.
- RAMSAY W.: 1896. Det senglaciala hafvest utbredning i södra Finland. Bull. Comm. Géol. Finlande, N 3.
- RAMSAY W.: 1917. De S. K. marina gränserna i södra Finland. Fennia, 40, N 7.
- RAMSAY W.: 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, Bd. 50, N 5. Helsinki.

[Поступило: 8.2.1968]

PALEOBOTANICAL CHARACTER OF LATE-AND POST-GLACIAL DEPOSITS OF THE VYBORG (VIIPURI) AREA

by

E. M. VYSHNEVSKAJA & G. I. KLEIMENOVA

SUMMARY

This article is devoted to the results of spore-pollen and diatomic analyses of the late- and post-glacial deposits of the Vyborg area. The vegetation during the whole late-glacial time had mainly the forest-tundra character. The more favourable climatic conditions were only in the Alleröd period when the forest formations gradually took the place of the forest — tundra groupings.

On the composition of the diatomic flora complexes it is determined that the forming of the late-glacial deposits took place in the nearglacial lakes, where the salt water had the approach. In the pre-Boreal period the forest formations were not definitively closed. The great number of pollen in the spectra of *Betula nana*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, the sole finds of *Hippophaë* cf. *ramnoides* pollen, *Lycopodium pungens* spores, and others evidence about this. On the data of diatomic analysis the salt water stage of the pre-Boreal Yoldia Sea is distinguished in this period. The Boreal period is characterized by the spreading of the close forest associations where *Picea* was dominating. The diatomic composition of this time evidences about the great spreading fresh water Ancylus Lake the regression of which was completed by the peat stage. Deposits of Atlantic period were not discovered by the examined borings. In the spore-pollen diagrams the sub-Boreal period is good distinguished. During this period *Picea* spread widely. The Sub-Atlantic time is characterized by the predominance of the birch-pine forests.

PALÄOBOTANISCHE CHARAKTERISTIK DER SPÄT-UND
NACHEISZEITLICHEN ABLAGERUNGEN DES GEBIETES
VON WIBORG

VON

E. M. WISCHNEWSKAJA & G. J. KLEIMENOWA

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Artikel werden die neuen Angaben über die Pollen- und Diatomeenanalysen der spät- und nacheiszeitlichen Ablagerungen des Gebietes von Wiborg betrachtet. Es stellte sich heraus, dass während der Späteiszeit die Vegetation hauptsächlich den Charakter der Waldtundra getragen hatte. Die mehr günstigen klimatischen Verhältnisse bestanden nur in der Allerödzeit, als die Waldformationen allmählich die Waldtundragruppierungen verdrängten. Es wurde festgestellt, dass die Sedimentation während der Späteiszeit in glazialen Stauseen, die frei für das Eindringen des Salzwasser waren, stattgefunden hatte. Während der Preborealzeit waren die Waldgemeinschaften noch nicht endgültig geschlossen. Davon zeugen grosse Mengen von *Betula nana*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, einzelne Funde *Hippophaë* cf. *rhamnoides* Pollen, *Lycopodium punctatum* Sporen und anderen. Nach Angaben der Diatomeenanalyse fällt mit dieser Zeit das Salzwasserstadium des preborealen Yoldiameeres zusammen. Die Borealzeit ist durch die Verbreitung der geschlossenen Waldgemeinschaften wo der Kiefer vorherrschte gekennzeichnet. Der Diatomeenkomplex dieser Zeit zeugt von der Verbreitung des Ancylussees, dessen Regression in dem Torfbildungsstadium ihren Abschluss fand. Ablagerungen der atlantischen Zeit wurden durch die untersuchten Bohrungen nicht aufgedeckt. Auf den Pollendiagrammen wurde nur die Subborealzeit dargestellt, während deren sich die Tanne weit verbreitete. Das Subatlantikum ist durch die Vorherrschaft der Birken-Kieferwälder gekennzeichnet.

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ
ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ

Д. Д. КВАСОВ, И. И. БАКАНОВА, И. И. ДАВЫДОВА, Ленинград

I. Этапы изучения истории Балтики

Развитие Балтийского моря тесно связано с историей оледенения, с колебаниями уровня мирового океана и с поднятием Фенно-Скандии. Поэтому только тогда, когда начали складываться воззрения по всем этим вопросам, научная мысль стала постепенно приближаться к пониманию истории Балтики. Взгляды на историю Балтики развивались не изолированно, а в тесной зависимости от состояния четвертичной геологии.

В начале XIX века большинство геологов считало, что вся территория суши в недалеком прошлом очень быстро поднялась из океана. При этом, как писал К. Риттер (1853), «одна непрерывная масса воды, покрывавшая землю, действуя сверху вниз, произвела целую систему долин и рек» (стр. 440). С помощью этих же вод образовались четвертичные отложения («дилювиальный нанос», «потопная формация»). Поскольку первой вынырнула из-под воды Скандинавия, слагающие ее породы были разнесены по окружающим равнинам. Большая скорость потоков позволяла им переносить даже огромные каменные глыбы. В системе этих фантастических взглядов конечно невозможно было составить никакого суждения об истории Балтики.

«Потопная» теория критиковалась с разных позиций. Уже к середине XIX века целым рядом исследователей, наиболее выдающимся среди которых был Ж. Л. Агассис (его «Геологические очерки» опубликованы в России в 1867 г.), были разработаны основы ледниковой теории. Однако она казалась в то время не менее фантастической, чем «потопная» теория — ледниковые щиты в Антарктиде и Гренландии еще не были изучены и трудно было представить себе, что ледники занимали огромные пространства равнин умеренных широт. Поэтому Ч. Лайель в своей классической монографии «Основные начала геологии», вышедшей в 1830 году (издана на русском языке в 1866 г.), предложил так назы-

ваемую дрифтовую теорию. Он утверждал, что вся область распространения ледниковых отложений в недавнее время была покрыта морем; только Скандинавские горы представляли собой гористый остров, который был покрыт ледниками. Спускаясь в море, ледники образовывали айсберги, разносившие валуны по всей площади моря. Для условий Русской равнины эта теория была развита и конкретизирована в монографии Р. Мурчисона (1845 г., в России издана в 1849 г.). На берегу Сев. Двины им были открыты и подробно описаны подморенные слои, содержащие морскую фауну (теперь их относят к отложениям межледниковой бореальной трансгрессии).

Хотя ни Ч. Лайель, ни Р. Мурчисон непосредственно не занимались историей Балтики, влияние их работ на ее изучение оказалось огромным. Логика дрифтовой теории приводила к выводу о том, что Балтийское и Белое моря, а также Ладожское, Онежское и другие озера Фенно-Скандии и прилегающих областей, являются остатками огромного морского бассейна, в ходе сокращения которого неизбежно должен был быть этап, когда море превратилось в пролив, отделявший Финляндию от Русской равнины. Следует отметить, что дрифтовая теория не отрицала полностью оледенения. Различные исследователи середины XIX века указывали то на больший, то на меньший размер Скандинавского острова, покрытого ледниками. Однако положение о том, что вокруг Скандинавии было море, долгое время оставалось незыблемым. Именно этим можно объяснить то, что К. Рулье (1852), признавший значительное развитие оледенения, писал в то же время, что «озера, в том числе Онежское, Ладожское, Чудское и многие другие, — ясные остатки того древнего моря, которое покрывало северо-запад России и соединяло Балтийское море с Белым» (стр. 91). На возможность существования Беломорско-Балтийского пролива указывали также Маак (Maack, 1860) и К. Бэр (Baer, 1862). С. Ловен (Loven, 1961) привел факты из области гидробиологии, которые по его мнению доказывали проникновение вод Ледовитого океана в Балтику. На основе данных о распространении в озерах Швеции холодолюбивой фауны морского происхождения, он утверждал, что Балтика, имевшая большую площадь, чем теперь, некогда была залитом Ледовитого океана и лишь недавно соединилась с Атлантикой.

Идея о Беломорско-Балтийском соединении была поддержана русскими учеными. А. А. Иностранцев (1871), в начале своей научной деятельности всецело разделявший дрифтовую теорию, писал, что между Онежским озером и Белым морем валунные отложения разнесены айсбергами, а сельги — это мели ледникового моря. С гидробиологических позиций к идее соединения присоединился также Ф. Ф. Яржинский (1870).

Таким образом в шестидесятых и в начале семидесятых годов прошлого века история Балтики увязывалась с дрифтовой теорией. Эта последняя теория до сих пор имеет приверженцев. Для Прибалтики ее разрабатывает теперь Б. Л. Афанасьев (1967), который почему-то совершенно не ссылается на своих великих предшественников.

Однако в сознании большинства геологов, изучавших четвертичные отложения, в семидесятых годах наметился перелом. Сам Ч. Лайель в работе «Геологические доказательства древности человека» (1863 г., в России издана в 1864 г.) признал, что ледники покрывали не только Скандинавские горы, но и всю Скандинавию. В России Ф. Б. Шмидт (Schmidt) еще в 1865 г. писал, что ледники достигали Эстляндии. Он также отмечал, что отложения с морскими раковинами встречаются только на небольших высотах, выше же идут пресноводные отложения, свидетельствующие о существовании здесь крупных озер. На этом основании категорически отрицалось Беломорско-Балтийское соединение. Эти выводы в дальнейшем были развиты и дополнены (Шмидт, 1872, 1889, Schmidt, 1884). Следует отметить, что Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1869) впервые выделил в Эстляндии отложения анцилового озера — почти на двадцать лет раньше, чем это сделал Г. Мунте (Munthe, 1887) на острове Готланд.

Важное значение для изучения истории Балтики имела монография П. А. Кропоткина (1876), окончательно утвердившая в России ледниковую теорию. В ней было убедительно доказано, что моренные отложения образованы ледниками, а не льдами, плавающими по морю. В южной Финляндии, где П. А. Кропоткин проводил полевые исследования, морские отложения были отмечены только на высотах, не превышающих 30—35 м. Все это заставило изменить свои взгляды и А. А. Иностранцева. В книге «Геологический очерк Повенецкого уезда» (1877) он перешел на позиции ледниковой теории. Со многими оговорками здесь еще признавался Беломорско-Балтийский пролив, но в то же время указывалось, что не найдено никаких ископаемых остатков, имеющих морское происхождение. В дальнейшем А. А. Иностранцев (1882) изучил богатые палеонтологические находки из отложений Ладожского озера, которые свидетельствовали о его пресноводности. Это заставило его отказаться от всяких упоминаний о морских стадиях развития Онежского и Ладожского озер. В своем учебнике, выдержавшем три издания, А. А. Иностранцев (1887, 1895, 1903) пишет уже, что, по мнению русских геологов, предположение о Беломорско-Балтийском соединении не имеет под собой никаких прочных данных.

Идея соединения критиковалась также с гидробиологических позиций. К. Ф. Кесслер (1868) указал, что «животные, населяющие Онежское озеро, придают ему характер глубокого горного пресноводного бассейна, несколько не обличая в нем остатка от древнего моря» (стр. 32). О. А. Гримм (1877) писал, что «соединение Балтийского моря с Белым, в смысле теории Ловена, никогда не существовало» (стр. 112). По мнению О. А. Гримма «ледниковые реликты» проникли в Балтику через цепь пресноводных бассейнов. Подобную же мысль высказывал также И. С. Поляков (1874, 1886). Во второй своей работе он довольно остроумно заметил: «Факт, что все животные, общие двум бассейнам (Балтийскому и Белому морям), живут теперь в пресной воде, не мешает предположению, что они могли и распространиться через ряд пресноводных водоемов».

Швеции. После этого произошло падение уровня на несколько десятков метров, а морские воды вторглись в Балтийскую котловину. «Морская граница» в южной Швеции на самом деле является береговой линией Балтийского ледникового озера; в северной же Швеции она действительно является берегом ильдиевого моря. К этим взглядам полностью присоединился В. Рамсей. Он писал, что самая высокая древняя береговая линия к северу от Салпаусселька II лежит на 28—29 м ниже, чем к югу от нее. Те береговые линии в бассейнах Ладожского и Онежского озер, которые рассматривались, как ильдиевые, следовало считать береговыми линиями пресных озерных бассейнов. Такие высказывания в устах В. Рамсея особенно знаменательны. Ведь из числа ученых, проводивших полевые исследования на территории между Балтийским и Белым морями, только он писал об их соединении в недавнем геологическом прошлом (Ramsay, 1898, 1904). Таким образом идея соединения лишилась своего единственного компетентного сторонника.

В своей работе 1910 г. Г. Мунте указывал на возможность кратковременного соединения Балтики и Белого моря еще до образования пролива в средний Швеции, ссылаясь при этом на В. Рамсея. Но изменение взглядов последнего заставило и Г. Мунте признать, что такого соединения не было (Munthe, 1924).

Точка зрения Г. Мунте и В. Рамсея скоро стала общепризнанной. Так, М. Саурамо (Saugamo, 1923) писал, что в позднеледниковое время в Балтийскую котловину не проникали соленые воды ни с востока, ни через датские проливы. Г. Де Геер не возражал против тех изменений, которым была подвергнута его первоначальная теория, а впоследствии (G. De Geer, 1940) заявил о своей полной поддержке новых взглядов. Он писал, что финнгляциальное ледниковое море было почти пресным (стр. 99—104), а короткая солоноватая ильдиевая стадия имела место только в небольшой части Балтийской депрессии (стр. 210). Ни о каких других соленых стадиях позднеледниковой Балтики Г. Де Геер не упоминает. В статье, посвященной исследованиям Г. Де Геера, Эбба Де Геер (E. De Geer, 1963) в качестве примера береговой линии, почти не отличающейся от «морской границы», приводит береговую линию Балтийского ледникового озера на Карельском перешейке (стр. 25, рис. 4) по данным В. Рамсея (Ramsay, 1928).

В этот же период был внесен решающий вклад в теорию распространения реликтовой фауны. Уже давно было известно, что она присутствует не только в тех водоемах, которые могли когда-то входить в состав акватории Балтики, а распространена гораздо шире. Реликты найдены, например, в озерах Валдайской возвышенности (Поляков, 1874) и в северной Белоруссии. Этот же комплекс входит в состав современной Каспийской фауны. Как отмечалось выше, именно на основе данных о распространении реликтов С. Ловен (1861) предложил теорию о Беломорско-Балтийском соединении. Высказывались также предложения о том, что Каспий был недавно соединен проливом с Северным Ледовитым

океаном. Это последнее предположение находилось в явном противоречии с геологическими данными. Некоторые исследователи допускали активное расселение реликтов вверх по течению рек. Однако С. Экман (Ekman, 1930) показал, что в Швеции они заселяют только те озера, которые находились в пределах береговой линии ильдиевого моря. В выше расположенные озера реликтовая фауна не смогла проникнуть. Механизм расселения реликтов был раскрыт английским ученым Томасом Бельтом (Belt, 1877). Он писал, что после того как ледники запрудили реки, текшие в северном направлении, сток стал происходить в южном направлении — в Каспий. Вместе с потоками ледниковых вод в Каспий проникли *Phoca caspia*, *Idothea entomon*, *Misis relicta*. Замечания Т. Бельта в то время не привлекли к себе внимания. Позже к подобным же выводам независимо пришел шведский ученый А. Г. Хегбом (Högbohm, 1916—1917), который предполагал, что реликты проникли в Балтику в межледниковое время. Во время наступления ледников последнего оледенения они были оттеснены в приледниковые озера, имевшие сток в Волгу. Вниз по ее течению реликтовая фауна проникла в Каспий. Во время отступления ледников она заселила бассейны, которые образовались у края ледника и в настоящее время продолжает обитать в тех озерах, оставшихся на месте приледниковых водоемов, где для ее развития имеются благоприятные экологические условия. Теория А. Г. Хегбома была поддержана крупнейшими гидробиологами Л. С. Бергом (1928), А. Тинеманном (Thienemann, 1928) и С. Экманом (Ekman, 1930). В настоящее время основные ее положения являются общепризнанными.

Часто указывают на сходство фаун Балтийского и Белого морей, как на доказательство их бывшего соединения. Но уже Ф. Б. Шмидт (Schmidt, 1865) и О. А. Гримм (1877) писали, что холодолюбивая фауна могла проникнуть в Балтику с запада в позднеледниковое время. Эта же мысль с предельной ясностью выражена Л. А. Зенкевичем (1963): «Когда климат был холоднее нынешнего, многие арктические формы продвинулись далеко на юг и могли проникнуть в Балтийское море через Северное. В последующую более теплую, чем современная, фазу (литориновое время) арктические формы были продвинуты далеко на север, а за ними туда продвинулись и более теплолюбивые формы, проникшие в Чешскую губу и через Горло в Белое море. Балтика, вследствие своего сурового режима в северной и глубинной части, сохранила арктические реликты; Белое море, вследствие своеобразия своего термического режима сохранило и холодноводные и тепловодные реликты» (стр. 163). Таким образом, данные гидробиологов, на которых первоначально базировались сложные палеогеографические построения, не могут к сожалению оказать существенной помощи при изучении истории Балтики.

В двадцатых годах В. Рамсей разработал многие вопросы истории Балтики. При анализе положения древних береговых линий Фенно-Скандии он впервые стал учитывать эвстатические колебания уровня мирового океана (Ramsay, 1924). В работе, посвященной древним береговым

линиям Карельского перешейка и долины Невы, В. Рамсей (Ramsay, 1928) проанализировал все предыдущие материалы, в том числе материалы С. А. Яковлева (1925—1926) и дал их новую интерпретацию. Береговые линии, которые прежде принимались за ильдиевые и анциловы, теперь рассматривались как уровни местных приледниковых озер и Балтийского ледникового озера. Выводы В. Рамсея получили поддержку в монографии К. К. Маркова (1931). В. Рамсей сделал также попытку проследить эволюцию приледниковых озер в пределах всей восточной Прибалтики (Ramsay, 1929). В наиболее ясной форме результаты работ по истории Балтики, проведенных в двадцатых годах, изложены в работе ученика В. Рамсея М. Саурамо «Четвертичная геология Финляндии» (Sauramo, 1929).

Начало пятого этапа изучения истории Балтики ознаменовалось оживленной дискуссией между С. А. Яковлевым и К. К. Марковым. Им были широко использованы палеоботанические методы, в частности спорово-пыльцевой и диатомовый. Монография С. А. Яковлева (1925—1926) была продолжением и конкретизацией для условий окрестностей Ленинграда работ Г. Де Геера (G. De Geer, 1896), Г. Бергхелля (Berghell, 1896) и В. Рамсея (Ramsay, 1896). На статью Г. Мунте (Munthe, 1910) и на более поздние работы В. Рамсея (Ramsay, 1917) ссылок в монографии нет. Это объясняется тем, что работа С. А. Яковлева 12 лет ждала своего опубликования. В течение этого времени возможности научной информации были затруднены. Такое положение делает понятным, почему С. А. Яковлев называл ильдиевыми те береговые линии, которые все другие исследователи Балтики к тому времени относили ко времени Балтийского ледникового озера. Как отмечалось выше, объем понятия «ильдиевое море» за эти годы изменился. С. А. Яковлев вначале был довольно осторожен в своих выводах — он указывал: «Было ли соединение ильдиевого моря с Белым до настоящего времени не доказано» (ч. II, стр. 143).

Монография К. К. Маркова (1931) была написана с совершенно других позиций. Она примыкает к серии работ по истории Балтики, выполненных в двадцатых годах. К. К. Марков писал: «Отмечу здесь лишь совпадение в наиболее основных пунктах взглядов Рамзая (Ramsay, 1928) с моими» (стр. 145). В этой монографии террасовые уровни восточного побережья Финского залива (кроме самой низкой террасы) рассматривались как береговые линии приледниковых озер. При этом два нижних уровня были отнесены ко времени Балтийского ледникового озера.

Хотя монографии С. А. Яковлева и К. К. Маркова относятся соответственно к третьему и четвертому этапам изучения истории Балтики, именно в ходе пятого этапа они сыграли большую роль. В статьях, опубликованных в начале тридцатых годов (Марков, 1933а, 1933б, 1935; Яковлев, 1934; Яковлева, 1933), рассматривались выводы из этих монографий. К сожалению в ходе дискуссии не было выработано единой точки зрения.

Однако все ее участники признали, что пребореальное ильдиевое море имело гораздо меньшую площадь распространения, чем это первоначально предполагал С. А. Яковлев. Для объяснения тех находок морских и солоноватоводных диатомовых водорослей, которые расположены выше береговой линии пребореального ильдиевого моря, было выдвинуто предположение о том, что морские воды впервые проникли в Балтику еще в позднеледниковое время, когда существовало так называемое I ильдиевое море. Следует отметить, что в позднеледниковых отложениях встречаются диатомовые, залегающие как *in situ*, так и переотложенные из межледниковых и даже из еще более древних отложений. Поскольку изучение диатомовых давало единственные аргументы в пользу проникновения морских вод на территорию между Балтийским и Белым морями, вопрос о соотношении инситу и переотложенных форм приобрел решающее значение. Этот вопрос будет подробно рассмотрен в дальнейшем. Как было отмечено выше, к тому времени было уже доказано, что распространение реликтовой фауны не может служить указанием на границы морских трансгрессий. Ископаемые моллюски также не были здесь отмечены. Как указывают М. А. Лаврова и Т. Е. Ладышкина (1965) «морская фауна в позднеледниковых отложениях является переотложенной из межледниковых отложений бореального моря» (стр. 89).

Идея о неоднократном проникновении морских вод в Балтику в позднеледниковое время нашла поддержку со стороны М. Саурамо (Sauramo, 1934). Он полагал однако, что два вторжения морских вод происходили через район горы Биллинген и были разделены интервалом времени порядка 300 лет. К. Мельдер (Mölder, 1944), изучавший диатомовые из отложений Онежско-Ладожского перешейка, выдвинул предположение о существовании Карельского ледникового моря. Этот термин применялся иногда как синоним термина «I ильдиевое море». Е. Нильссон (Nilsson, 1953, 1968) в сводных работах по истории южной Балтики вновь привел старые данные о так называемой стадии Ломма. Все эти материалы были просуммированы М. Саурамо (Sauramo, 1958) в его монографии «История Балтийского моря».

К началу шестидесятых годов данные о позднеледниковых морских стадиях Балтики стали все более активно подвергаться сомнению. Значение работ, появившихся в это время, столь велико, что можно говорить о начале нового — шестого — этапа изучения истории Балтики. Е. Хюппя, внесший большой вклад в изучение Карельского перешейка, Приладожья и южной Финляндии, построил новый вариант спектра террас Фенно-Скандии (Нууррӓ, 1963). При этом изобазовая поверхность пребореального ильдиевого моря, на основе обобщения материалов по диатомовому анализу многих разрезов Финляндии, была значительно понижена. Е. Хюппя упоминает о Карельском ледниковом море, замечая, однако, следующее: «Задача дальнейших исследований определить, было ли Карельское ледниковое море соленым, или это была большая система приледниковых озер» (стр. 140). Позднее он писал (Нууррӓ, 1966),

что «поскольку в отложениях Карельского ледникового моря морские диатомовые встречаются в виде обломков, морской характер этой стадии не может быть точно установлен» (стр. 158). Экстраполяция финских данных привела Е. Хюппя к выводу, что в районе Ленинграда Балтийское ледниковое озеро, пребореальное иольдиевое море, анциловое озеро и первая стадия литоринового моря имели отрицательные отметки. Выводы Е. Хюппя были развиты другими финскими исследователями — И. Доннером (Donner, 1964), Марьеттой Окко (Okko, 1965), В. Валовиртой (Valovirta, 1965). В этих работах уже нет упоминаний о позднеледниковых морских стадиях Балтики.

На основе анализа шведских данных Е. Фромм (Fromm, 1963) указал, что «предполагаемые морские стадии Балтики, когда она соединялась с Белым морем или через Зунд с Северным морем (стадия Ломма по Е. Нильссону), все еще не находят себе места в шведской хронологии» (стр. 49). Подобно приведенным выше словам Е. Хюппя о Карельском ледниковом море, это высказывание можно рассматривать, как вежливое опровержение данных о позднеледниковых морских стадиях Балтики. Я. Лундквист (Lundqvist, 1965) в своем обзоре четвертичной геологии Швеции об этих стадиях вообще не упоминает. Авторы, изучавшие южное и юго-восточное побережье Балтики (Kliewe, 1963; Wączyk, 1967; Гуделис, 1955; Кабайлене, 1967; Гринбергс, 1957; Орвику, 1960) не приводят никаких данных, которые говорили бы в пользу существования позднеледниковых морских стадий. Только некоторые исследователи Ленинградской области и Карелии продолжают еще придерживаться схемы С. А. Яковлева. Это можно объяснить огромным научным авторитетом и личным обаянием Сергея Александровича и его верных учеников С. В. Яковлевой и Н. И. Апухтина.

На всех этапах изучения истории Балтики рассматривался вопрос о Беломорско-Балтийском соединении. Пользуясь современной терминологией можно сказать, что вначале это соединение датировалось литориновым временем, затем временем пребореального иольдиевого моря и наконец позднеледниковым временем. В настоящее время и эта самая ранняя датировка подвергается сомнению. Важно однако не только разрешить вопрос о соединении, но и проследить конкретные детали истории водных бассейнов, существовавших в восточной Прибалтике после отступления ледника. История Балтики по существу является заключительным этапом истории приледниковых озер и долин восточной и центральной Европы.

Пока собрано еще чрезвычайно мало данных по стратиграфии донных отложений Балтики и крупных озер Северо-Запада. Можно надеяться, что в дальнейшем эти данные станут одним из основных источников по истории Балтики.

2. О диатомовом анализе позднеледниковых отложений

Для того, чтобы оценить данные диатомового анализа позднеледниковых отложений, нужно рассмотреть материал по трем районам, для которых он приводился: Карельский перешеек и окрестности Ленинграда; Онежско-Ладожский перешеек и Онежско-Беломорский водораздел.

Первый из этих районов рассматривался еще в монографии С. А. Яковлева (1925—1926), который описал находки морских диатомовых в парке Лесотехнической академии. Отложения, в которых были сделаны эти находки, первоначально датировались С. А. Яковлевым временем пребореального иольдиевого моря, а позднее были отнесены им к I иольдиевому морю. Здесь единично были встречены 7 видов диатомовых, 6 из которых представляют собой широко распространенные морские виды, а один вид *Fragilaria oceanica* var. *circularis* Grun. встречается в северных морях, но был отмечен также в межледниковых отложениях Сев. Двины и Карелии. По мнению А. Клеве-Эйлер (Cleve-Euler, 1928) все эти диатомовые переотложены из межледниковых отложений. Она указывает также, что подобные же находки часто отмечаются в Финляндии. Такой вывод дал возможность В. Рамсею (Ramsay, 1928) и К. К. Маркову (1931) не учитывать эти данные в своих построениях. Наличие солоноватоводных форм отмечалось С. А. Яковлевым также для Охтенской котловины, где в составе довольно значительного комплекса пресноводных диатомовых были найдены морские формы *Nitzschia scalaris* (Ehr.) W. Sm. (2 экз.) и *Surirella striata* (1 экз.). Они также несомненно переотложены.

Новый материал по диатомовому анализу позднеледниковых отложений окрестностей Ленинграда и Карельского перешейка получен только в последние годы. Следует отметить подробность и тщательность произведенных анализов, а также то, что сделана попытка стратиграфической привязки полученных данных, для чего параллельно с диатомовым производился также спорово-пыльцевой анализ. Были проанализированы нижние горизонты Лахтинского разреза, для которого еще К. К. Марков (1931) отмечал наличие отложений пребореального иольдиевого моря. По данным Р. Н. Джиноридзе (Усикова, Клейменова, Джиноридзе, 1963; Джиноридзе, Клейменова, 1965а) в интервале 23—25 м количество солоноватоводных и морских видов составляет 20—32%. По пыльце этот интервал датируется аллередом, и относится ко времени I иольдиевого моря. Такая датировка однако представляется спорной. Во всем интервале 8—25 м в составе пыльцы травянистых растений, которая имеет основное значение при подразделении позднеледниковых спектров, резко преобладает *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, что обычно свидетельствует о холодных приледниковых условиях. При этом максимальное содержание пыльцы *Artemisia* (~80%) наблюдается как раз на глубине 24,5 м, для которой отмечены наибольший процент солоноватоводных и морских диатомовых. Увеличение относительного содержания морских форм объ-

ясняется здесь не повышением их обилия, а уменьшением содержания пресноводных диатомовых. Т. Е. Ладышкина (1965) замечает в связи с этим, что «морские формы, даже если их совсем мало, могут все же составить значительный процент (за счет недоразвития еще пресноводного элемента) и тем самым исказить представление о солености приледниковых бассейнов» (стр. 1123). Морские и солоноватоводные формы содержатся во всех образцах Лахтинского разреза. Это наводит на мысль о том, что в позднеледниковых отложениях они залегают не *in situ*.

Наличие морских и солоноватоводных диатомей в осадках аллереда отмечалось также для скважины, пробуренной в районе ст. Песочная (Джиноридзе, Клейменова, 1965б). Полно и тщательно проанализированный материал по этому разрезу показывает, что почти все встреченные виды были отмечены с оценкой обилия «единично». Характерный для польдиевых отложений вид *Campylodiscus echeneis* встречен один раз в виде обломка. С оценкой обилия «редко» найдены только два морских вида *Thalassiosira gravida* и *Grammatophora oceanica*, которые свойственны водоемам с довольно высокой соленостью. Они очень хорошо сохраняются в осадках. Все это не позволяет исключить предположения о том, что диатомовые здесь переотложены из более древних отложений.

Т. Е. Ладышкина (Желудовская, Ладышкина, 1962; Ладышкина, 1965; Лаврова, Ладышкина, 1965) отстаивает точку зрения о том, что на протяжении всего позднеледниковья в восточной части Финского залива наблюдался слабый подток соленых вод. Согласно приводимым ею данным по многим разрезам этого района во всех горизонтах позднеледниковых отложений имеет место постоянная примесь морских диатомовых. К этому выводу присоединилась также Т. В. Усикова (Усикова, Клейменова, Джиноридзе, 1967), отказавшись, очевидно, от своего первоначального мнения. Опираясь на данные диатомового анализа двух скважин, она пишет: «По диатомовым прослеживаются пики осолонения по всем пяти горизонтам [Dr₁, B1, Dr₂, A1, Dr₃]. Наиболее сильное поступление соленых вод отмечается в древнем дриасе» (стр. 54). Приводимый в работе список солоноводных и морских диатомовых, составленный Р. Н. Джиноридзе, показывает, что почти все они, кроме уже упомянутых выше *Thalassiosira gravida* и *Grammatophora oceanica*, встречаются с оценкой обилия «единично».

Мнение о постоянном осолонении позднеледниковых бассейнов находится в противоречии со всеми материалами по истории Балтики, собранными за последние пятьдесят лет, и возвращают нас к воззрениям Г. Де Геера и В. Рамсея конца XIX века, от которых они сами впоследствии отказались. В связи с этим следует поставить вопрос, дают ли новые материалы возможность пересмотреть историю Балтики. На этот вопрос, как нам кажется, следует ответить отрицательно. Морские и солоноватоводные диатомовые в позднеледниковых отложениях вероятно

переотложены из межледниковых мгнских отложений. Важное значение для суждения о путях поступления диатомовых в осадки имеет то обстоятельство, что Т. Е. Ладышкина и Р. Н. Джиноридзе обнаружили в позднеледниковых осадках переотложенные палеогеновые формы. Эти находки тем более поразительны, что в Ленинградской области и на соседних территориях не известно палеогеновых отложений. Возможно они существовали здесь, но были полностью размыты. При этом часть створок диатомовых не была разрушена, а вошла в более поздние осадки.

Для северо-восточной части Карельского перешейка, куда неизбежно должны были бы проникать предполагаемые позднеледниковые морские бассейны, описано несколько разрезов (Малясова, Спиридонова, 1965, 1967; Вишневецкая, Давыдова, 1967), охватывающих все горизонты позднеледниковья. Эти разрезы вскрывают только пресноводные осадки.

Следует отметить также, что в районе Ленинграда в поздне- и послеледниковое время не было существенных тектонических движений. Об этом свидетельствует горизонтальность береговых линий приледниковых озер к югу и юго-востоку от Приивеской низины (Можаяев, Рукояткин, 1967). Между тем уровень мирового океана был тогда не менее, чем на 50 м ниже современного (Jelgersma, 1961). Это обстоятельство исключает возможность проникновения морских вод в район Ленинграда в позднеледниковое время.

Вторым районом, для которого отмечались находки морских и солоноватоводных диатомей в позднеледниковых отложениях, является Онежско-Ладожский перешеек. Первые работы были здесь выполнены В. С. Шешуковой-Порецкой (Земляков, Покровская, Шешукова, 1941). В трех пунктах Шуйской депрессии ею были определены обломки морских диатомовых (в основном *Grammatophora* sp.). В этой же работе был впервые описан разрез на р. Видлице (восточное побережье Ладожского озера), где было найдено довольно большое количество морских диатомовых.

Онежско-Ладожский водораздел в районе верховьев р. Шуи исследовал также К. Мельдер (Mölder, 1944). Им были изучены отдельные пробы, взятые без всякого геологического обоснования. К. Мельдер не приводит абсолютного количества диатомовых, определенных им в каждой пробе. Судя однако по тому, что значения процентов в таблицах в ряде случаев кратны числам 2, 4, 10 и даже 25, можно предположить, что анализировалось очень небольшое число створок — 50, 25, 10, 4. Из 7 отдельных проб только в четырех отмечено сколько-нибудь значительное содержание солоноводных форм, в трех остальных пробах содержание последних ничтожно — так в пробе 7 на 99 створок *Melosira arenaria* приходится 1 створка *Campylodiscus echeneis*. В скважине у деревни Корса была в заметном количестве найдена только *Melosira sulcata*, в остальных же трех скважинах, по мнению самого К. Мельдера, солоноватоводных и морских форм почти не было встречено.

Большинство работ по истории водных бассейнов Карелии были выполнены Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лаком (Бискэ, 1959; Бискэ, Горюнова, Лак,

1959; Лак, 1959). Ими было показано, что отложения, вскрытые разрезом на р. Видлице, образовались во время мглинской межледниковой трансгрессии. Этот вывод теперь кажется никем не оспаривается — его разделяют в частности М. А. Лаврова и Т. Е. Ладышкина (1965). Что же касается остальных находок морских диатомовых в позднеледниковых отложениях, то по мнению Г. С. Бискэ и Г. Ц. Лака все они могут быть объяснены переотложением из межледниковых осадков.

В последние годы получен новый материал по отложениям Шуйской депрессии (Апухтин, Экман, Яковлева, 1965). Опубликованы данные по диатомовым и пылице из 5 скважин. Судя по описаниям диатомовых комплексов наиболее часто встречаются пресноводные формы *Melosira islandica subsp. helvetica*, *Amphora ovalis*, *Navicula* sp., *Pinnularia* sp. и другие. Наряду с этим отмечены морские и солоноватоводные формы — *Melosira sulcata* (с оценкой обилия «редко»), споры *Chaetoceros* sp., септы *Grammatophora* sp.; многие другие морские виды встречены с оценкой обилия «единично». Вместе с тем характерный солоноватоводный вид *Campilodiscus echeneis* почти не был отмечен. Как нам кажется, сам состав диатомовых говорит в пользу того, что имело место переотложение. В водоеме с незначительной соленостью преобладали бы солоноватоводные виды. Но здесь встречаются и пресноводные и морские формы, которые не могут обитать совместно в одном и том же бассейне.

Таким образом материалы по Онежско-Ладожскому перешейку не могут служить бесспорным доказательством существования здесь морских бассейнов.

Наконец имелись указания на проникновение морских трансгрессий в район Онежско-Беломорского водораздела. Но эти данные были убедительно опровергнуты Г. И. Горецким (1951). Никаких новых материалов с тех пор не появилось. Пока нет бесспорных доказательств того, что морские воды проникали в позднеледниковое время в Беломорскую котловину. Пролив Горло Белого моря имеет глубины порядка 40 м. Если даже район пролива претерпел незначительные поднятия, морские воды могли проникнуть в него не раньше, чем уровень мирового океана поднялся до отметки —50—60 м, т. е. в самом начале послеледникового времени. История Белого моря должна послужить предметом специального исследования.

Таким образом можно усомниться не только в том, что в позднеледниковое время соединялись между собой морские бассейны Балтики и Белого моря, но и в том, что они вообще существовали в качестве морских. Более вероятно, что на всем протяжении от Ютландии до Кольского полуострова к краю ледника примыкала система пресных озерных бассейнов.

Следует сказать также несколько слов об интерпретации результатов диатомового анализа. До настоящего времени ссылаются на работу С. М. Вислоуха и Р. Р. Кольбе (1927), которые указывали в современной диатомовой флоре Онежского озера 32% форм «более или менее связанных в своем нормальном состоянии со слабо солеными частями мо-

рей» (стр. 14). Но В. С. Шешукова-Порецкая (Шешукова, 1937, 1949) показала, что из 350 форм диатомовых Онежского озера — только 3 формы (*Caloneis bottnica* Cl., *Navicula menisculus* Schum., *Nitzschia tryblionella* var. *obtusiuscula* Gr.) относятся к солоноводным. При этом ею были сделаны оговорки относительно двух последних форм, которые встречаются и в пресноводных водоемах. Наши исследования показали, что они действительно обитают в Онежском и Ладожском озерах. Таким образом *Navicula menisculus* и *Nitzschia tryblionella* var. *obtusiuscula* не могут рассматриваться как показатели осолонения Онежского озера в прошлом. Вид *Caloneis bottnica*, найденный С. М. Вислоухом и Р. Р. Кольбе в количестве нескольких экземпляров на одной станции, не был встречен при наших исследованиях.

Можно отметить, что сам факт развития того или иного вида в пресном водоеме (минерализация воды Ладожского озера 56 мг/л, Онежского — 34 мг/л) совершенно недвусмысленно говорит о его экологии. В составе современной диатомовой флоры Ладожского и Онежского озер наряду с пресноводными видами значительного развития достигают диатомы, причисляемые к пресноводно-солоноватоводным (галофилы): *Stephanodiscus astraea* (Ehr.) Grun., *S. astraea* var. *minutulus* (Kütz.) Grun., *Cocconeis pediculus* Ehr., *Rhoicosphenia curvata* (Kütz.) Grun., *Navicula radiosa* Kütz., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *E. sorex* Kütz. и др. Древние водоемы, в которых обитали эти виды, могли иметь такую же соленость, как Ладожское и Онежское озера.

Во всех горизонтах осадков Ладоги и Онеги, даже в современных осадках, присутствуют отдельные створки, септы и споры морских и солоноводных диатомовых, которые несомненно переотложены. Особенно часто встречаются споры *Talassiosira gravida* Cl., септы *Grammatophora* sp. и створки *Melosira sulcata* (Ehr.) Kütz., которые разрушаются относительно медленно. Все эти обстоятельства необходимо учитывать при интерпретации данных диатомового анализа.

3. Развитие Балтики в позднеледниковое время

По мере отступления ледников от цепи моренных возвышенностей — Мекленбургской, Поморской, Мазурской, Литовской, Латгальской, Гордовской, Валдайской — их граница вступила в пределы современной акватории Балтийского моря. Положение края ледника в разные периоды позднеледниковья значительно уточнено в последние годы (Гайгалас, Гуделис и др., 1967; Серебрянный и Раукас, 1967). Когда на западе часть Балтийской котловины уже освободилась ото льда, на востоке — в водосборном бассейне Волхова край ледника находился еще в районе современного озера Ильмень. Цепь приледниковых озер, существовавших у подножья Валдайской возвышенности и далее к западу вплоть до Ютландии, предшествовала единому бассейну в Балтийской котло-

вине. С истории этих озер и начинается история Балтики (Квасов, 1963; Квасов и Краснов, 1967).

В начальный период отступления ледников озера, образовавшиеся между ними и склонами моренных возвышенностей, имели сток через перевалы возвышенностей. Только из озера, существовавшего в пределах современной Мекленбургской бухты (Beltstausee) сток шел в направлении Норвежского жолоба Северного моря, куда, вероятно, довольно рано проникли соленые воды. Озера, расположенные в северной Польше, Калининградской области и Литве, отдавали свои воды в приледниковую долину (Uhrsromtal), тянущуюся от Вильнюса до Гамбурга. В более восточных районах сток шел в водосборные бассейны Днепра и Волги. В дальнейшем, по мере отступления ледников, размеры озер увеличивались, а их уровень понижался. Ко времени лужской стадии (северолитовская стадия, сконские морены) возникла единая система стока со всех территорий, примыкающих к Балтике. Водные бассейны, существовавшие в этот период, можно рассматривать как первый лимно-гляциальный этап позднеледниковой истории Балтики (LG-1).

На склонах Валдайской, Бежаницкой, Судомской, Струги-Красненской и северо-восточной части Латгальской возвышенностей в ходе полевых работ, проведенных Ленинградской экспедицией СЗГУ (Малаховский, 1967) и Псковским педагогическим институтом (Исаченков, 1967), отмечены следы древних береговых линий на высотах около 110 м абс., выраженные абразионными уступами и террасовыми площадками. Сток из Привалдайского озера, выработавшего эти береговые линии, происходил через седловину между Латгальской и Алуксненской (Ханья) возвышенностями по долине, занятой теперь небольшой речкой Болупе. Далее к западу находился северный (Лубанский) плес Восточно-Латвийского бассейна ($h \sim 105-108$ м), который вдоль низовьев современной реки Айвиксте сообщался с южным (Ливанским) плесом того же бассейна (Эберхард, 1967). Сток из него шел вдоль самого края ледника и, обходя с юга Селийский вал, поступал в Паневежское озеро ($h \sim 65$ м) и далее в долину Немана. В этот период уже освободилась ото льда центральная часть Курземе (Вейнбергс и Сталле, 1967) и там образовался Вентско-Усмский бассейн ($h \sim 90$ м), сток из которого шел на юго-восток в Паневежское озеро через район верховьев р. Муши.

В нижнем течении Немана на предыдущем этапе дегляциации (во время средне-литовской стадии) существовало озеро с довольно высоким уровнем (Басаликас, 1967). Оно было верхней ступенью каскада из трех озер, через которые происходил сток ледниковых вод в западном направлении. Следующей ступенью каскада было Гданьское приледниковое озеро ($h \sim 40$ м), сток из которого шел по Поморской прадолине, занятой в настоящее время небольшими реками Редой и Лебой (Augustowski, 1965). В юго-западной части Балтийской котловины приледниковое озеро имело отрицательные отметки; сток из него происходил, вероятно, через район пролива Зунд. Ко времени лужской (северолитовской) стадии ледник уже отступил от устья Немана и от Кошубской возвышенно-

сти, и отдельные озера объединились в одно Южно-Балтийское приледниковое озеро, уровень которого установился на отрицательной отметке порога стока в проливе Зунд. В Мекленбургской бухте все это время существовало отдельное озеро, имевшее сток в северном направлении через пролив Б. Бельт.

Во время второго этапа позднеледниковой истории Балтики (LG-2) Привалдайское озеро в результате отступления ледников лужской стадии увеличилось в размерах. Когда ото льда освободилась седловина между возвышенностями Ханья и Отепя, имеющая высоту 85 м абс., уровень озера упал до этой отметки. Следы береговых линий на таких высотах сохранились на склонах Валдайской возвышенности (Котлукова, Буслович, 1967) и во многих других местах. По долине в районе г. Выру (Каяк, 1967), часть которой занята в настоящее время небольшой рекой Мустыйги (Аболтынь, 1967), сток из Привалдайского озера шел в Средне-Гауйский бассейн ($h \sim 65$ м), а из последнего в Земгальский бассейн ($h \sim 43$ м), который образовался в результате перемещения к северу Паневежского озера. Далее ледниковые воды по Алавско-Слоценской долине поступали в Вентско-Усмский бассейн, уровень которого упал до отметок ~ 40 м, а главная акватория переместилась севернее (Вейнбергс, Сталле, 1967). На юго-западе в непосредственное соединение с Вентско-Усмским бассейном вступил Априкский бассейн. Сток из объединенного водоема шел по Аланской и Дурбесско-Вартайской долинам в Верхнебартский бассейн ($h \sim 30$ м). Из последнего по долинам современных рек Миния и Дане сток поступал в Южно-Балтийское приледниковое озеро. Его уровень, находившийся на отрицательных абсолютных отметках, постепенно повышался в результате тектонического поднятия порога стока в районе современного пролива Зунд.

Во время третьего этапа (LG-3), в результате дальнейшего отступления ледников лужской стадии, освободилось понижение, где теперь протекает река Эмайыги, и южная часть Виртсъярвской котловины. Порог стока Привалдайского озера переместился в район г. Валка, что привело к падению уровня озера и к его разделению на ряд отдельных водоемов. На востоке образовалось Новгородское озеро ($h \sim 55-57$ м), которое имело также залив в районе нижнего течения современной р. Свири. В него поступали воды из Средне-Ловатского ($h \sim 70-75$ м) и Верхне-Лужского ($h \sim 60-62$ м) озер. По долине на водоразделе современных рек Шелони и Черехи сток из Новгородского озера шел в древнее Псковское озеро ($h \sim 50-52$ м). Заливом последнего был бассейн в южной части Виртсъярвской котловины. На юге этой котловины началась долина стока ледниковых вод, по которой они, вероятно, поступали в бассейн Гауи. Средне-Гауйское озеро к этому времени было уже спущено в результате глубинной эрозии протекавшей через него реки Гауи, которая впадала в регрессировавший Земгальский бассейн. Поскольку в это время территория Курземе уже полностью очистилась ото льда, Земгальский бассейн стал частью Южно-Балтийского озера, которое сильно увеличило свои размеры.

Во время следующего этапа (LG-4), соответствующего невской (пандиверской) стадии оледенения, порог стока у г. Вильянди находился уже во внеледниковой зоне. Район порога стока испытывал некоторое тектоническое поднятие. Не все моменты истории водоемов, существовавших в это время, достаточно ясны. По всей вероятности, вначале (LG-4a) сток по Вильяндиской долине происходил на довольно высоких отметках. Водоемы в Выртсъярвской, Псковско-Чудской и Нижне-Лужской низинах имели уровни ~38—40 м. Когда ледник отступил от глинта в районе Капорья, такой же уровень стал у озер в Невской, южной части Ладожской и в Средне-Волховской низинах. Водный бассейн, расположенный у края ледника и тянувшийся от г. Вильянди до района нижнего течения современной реки Свири, предложено назвать в честь В. Рамсея, имеющего огромные заслуги в изучении истории Балтики (Квасов, Краснов, 1967). Древнее Ильменское озеро ($h \sim 40\text{—}42\text{ м}$) в этот период впервые обособилось. Сток из него в озеро Рамсея происходил по долине, расположенной несколько западнее современной долины р. Волхов.

Можно предположить, что позднее (LG-4b) в результате глубинной эрозии в Вильяндиской долине уровень озера Рамсея понизился. После того, как в долине выработался профиль равновесия, падение уровня озера прекратилось. Тектоническое поднятие района г. Вильянди могло привести затем к повышению порога стока и к трансгрессии озера Рамсея до отметок ~28 м (в тектонически стабильных районах). Западнее Ленинграда последующие тектонические движения подняли береговую линию на большие высоты — у г. Вильянди до отметки ~40 м. В это время обособилось Средне-Волховское (Гру́зинское) озеро ($h \sim 30\text{—}32\text{ м}$), а уровень древнего Ильменского озера снизился до 35—36 м.

Озеро Рамсея продолжало существовать до тех пор, пока ледник не отступил от возвышенности Пандивере. После этого образовалось единое Балтийское ледниковое озеро. В тектонически стабильных районах (южная Балтика и район г. Ленинграда) его уровень находился на отрицательных абсолютных отметках (Нуурра, 1966). Падение уровня привело к обособлению озер Чудского и Выртсъярв; в Ладожской котловине образовался залив Балтийского ледникового озера, соединявшийся с ним через северную часть Карельского перешейка.

Выше ничего не было сказано об истории Онежской котловины, поскольку по нашему мнению водоемы, существовавшие в ней, не имели непосредственной связи с Балтийской системой приледниковых озер. Во время максимального распространения ледников лужской стадии южную часть Онежской котловины занимало вероятно небольшое приледниковое озеро ($h \sim 120\text{ м}$), сток из которого происходил на юго-восток — в направлении Белого озера. В период отступления лужской стадии к максимума невской стадии Онежское приледниковое озеро ($h \sim 95\text{ м}$) имело сток в восточном направлении — через район Кенозера в реку Онегу. Когда ото льда освободилась Шуйская депрессия, которую занял залив Онежского приледникового озера, сток из него стал происходить через водораздел между современными реками Шуей и Видлицей в Ла-

дожскую котловину. В настоящее время этот водораздел поднят тектоническими движениями на высоту ~110 м, но в то время он имел гораздо более низкие отметки. Позднее поднятие северной части Онежско-Ладожского перешейка привело к переливу через водораздел в южной части перешейка и к образованию р. Свири, среднее течение которой представляет собой долину прорыва.

Развитие Балтийской системы приледниковых озер происходило во время лужской и невской стадии оледенения. Предположительно их можно связать с интервалом времени 15—12 тыс. л. н. Важное значение имеет абсолютная датировка Гореловского погребенного торфяника (Серебрянный, Пуининг, 1969), которому в течение долгого времени приписывался аллерёдский возраст. На этом основании существовавшие в Приневской низине водоемы с уровнями ~40 м и ~28 м рассматривались как части I и II Балтийских ледниковых озер (средний дриас и поздний дриас). Регрессия, зафиксированная торфяником, служила по-существу единственным основанием для отнесения к аллерёду стадий I иольдиевого моря, существование которой предполагали некоторые исследователи. Абсолютные датировки показывают, что накопление торфа происходило не в аллерёде (возможно в пребореале).

Позднеледниковые водоемы Приневской низины не были частью Балтийского ледникового озера, а входили в состав отдельного водоема — озера Рамсея. О проникновении соленых вод в это озеро разумеется не может быть и речи.

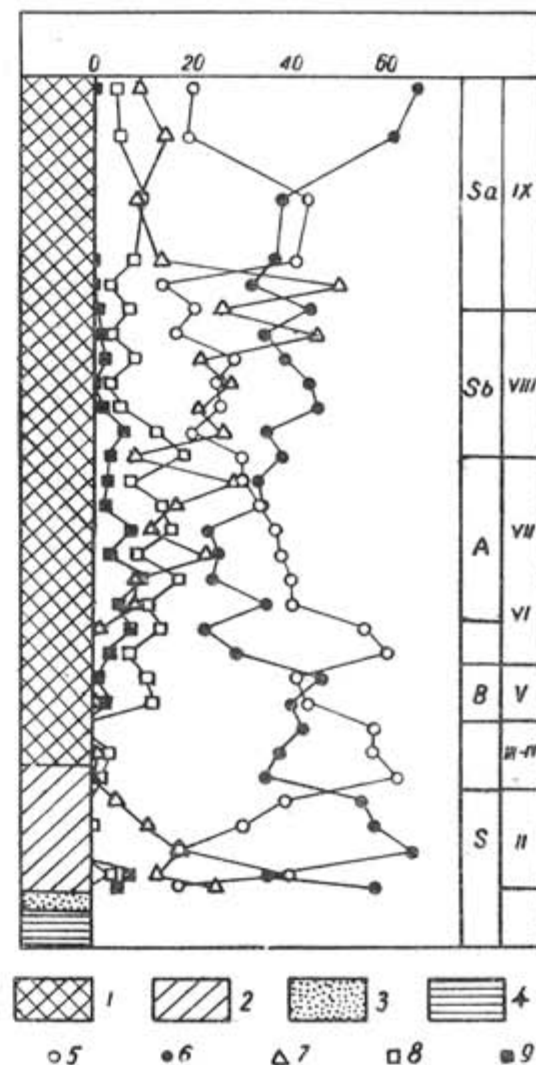


Рис. 3. Пыльцевая диаграмма скважины № 7 Усть-Тосненского торфяника по данным С. С. Лапина. Основание торфа находится на абсолютной отметке 10,0 м. Зоны приведены по С. С. Лапину и по схеме Ф. Фирбаса

1 — сфагновый торф, 2 — глинистый торф, 3 — песок, 4 — ленточные глины, 5 — *Betula*, 6 — *Pinus*, 7 — *Picea*, 8 — *Alnus*, 9 — *Quercetum mixtum*.

Уже в аллереде Приневская низина стала сушей и в ней началось торфонакопление. Такой вывод был сделан еще С. С. Лапиным, исследование которого, выполненные в 1934 г., были опубликованы в 1939 г., но в то время не привлекли к себе внимания. Большое значение имеют приводимые С. С. Лапиным данные по Усть-Тосненскому торфянику, в изучении которого участвовали также А. А. Егорова, И. М. Покровская и Е. К. Бобровская. Ложе торфяника находится на абсолютной высоте 10 м. Накопление торфа началось уже в аллереде, как об этом совершенно определенно свидетельствуют данные по пыльцевому анализу пяти скважин, пробуренных в центральной части торфяника. Во всех 28 образцах, датируемых аллередом (у С. С. Лапина — субарктическим периодом), наблюдается повышенное по сравнению с последующим периодом содержание пыльцы сосны. Чрезвычайно отчетливо выражен нижний максимум ели — содержание ее пыльцы достигает 25% (рис. 3).

В самом начале голоцена, когда ледники отступили от г. Биллинген в средней Швеции, морские воды впервые после земской (мгинской) трансгрессии вторглись в Балтийскую котловину. В ней образовалось сильно опресненное льдье море, уровень которого в тектонически стабильных районах находился на 50—60 м ниже современного уровня мирового океана. На восточном побережье Балтики отложения этого моря известны пока только в трех районах — около г. Выборга Нуурра, 1937; Вишневская, Клейменова, в настоящем сборнике), в древней Вентспилской лагуне (Джиноридзе, Клейменова, Серганов, 1967) и в Лахтинской котловине (Марков, 1931; Джиноридзе, Клейменова, 1965). В первых двух районах высотное положение льдьевого отложения вполне соответствует схеме Е. Хюппя (Нуурра, 1963, 1966), которая хорошо отражает события истории Балтики начиная с аллереда. Но в Лахтинской котловине признаки несомненного дольдерного осолонения отмечаются в интервале глубин 7,3—11,0 м (от поверхности), т. е. гораздо выше изобазовой поверхности льдьевого моря (по Е. Хюппя), которая проходит здесь на отметках ~ -50 м. Можно надеяться, что последующие исследования помогут разрешить это противоречие. Указания на наличие льдьевого отложения в районе г. Риги содержатся также в работе Л. Э. Берзинь (1967). Но в этом случае при пыльцевом анализе не учитывалось содержание пыльцы травянистых растений и спор, что снижает достоверность полученных выводов.

В конце пребореального времени поднятие средней Швеции привело к тому, что морской пролив исчез, а на его месте образовалась р. Свеа. Льдье море превратилось в пресное анциловое озеро. Дальнейшее поднятие средней Швеции привело к переливу через водораздел в южной части Балтики. В районе пролива Зунд к этому времени произошло некоторое тектоническое поднятие. Поэтому анциловое озеро получило сток не через Зунд, а через Дарсский порог — в Мекленбургскую бухту и в Б. Бельт. Эрозия реки, вытекавшей из анцилового озера, привела к некоторому снижению его уровня. В дальнейшем в результате поднятия

уровня мирового океана его воды вторглись в Балтику через Датские проливы — образовалось литориновое море, максимальный уровень которого в тектонически стабильных районах находился на отметке +2 м (тыльные швы литориновых террас благодаря наплеску волн имеют отметки до +5 м).

Большое влияние на развитие Балтийского моря оказало последующее изостатическое поднятие Фенно-Скандии. Область поднятий не окружена областью опусканий. Наличие в южной Балтике затопленных береговых линий объясняется не тектоническими движениями, а изменением уровней водных бассейнов. Граница области поднятия проходит через города Ленинград, Тарту, Рига, Клайпеда.

Таким образом позднеледниковая история Балтики может быть значительно продлена вглубь тысячелетий. Хорошо известной стадии Балтийского ледникового озера (12—10 тыс. л. н.) предшествовала длительная стадия Балтийских систем приледниковых озер (15—12 тыс. л. н.), которая подразделяется на четыре периода.

Многие вопросы истории Балтики должны быть уточнены в ходе дальнейших исследований. Особенно важно изучить вновь разрезы Лахтинской котловины и Гореловского и Усть-Тосненского торфяников. Необходимо более широко применить диатомовый анализ для исследования позднеледниковых отложений Эстонии и Латвии. Нужно также продолжать изучение приледниковых озер и долин стока ледниковых вод, в особенности Вильяндиской долины. Должен быть систематизирован и обобщен обширный материал по древним береговым линиям и отложениям Балтики на территории Ленинградской области. Можно надеяться, что в ближайшее время будет окончательно разрешен вопрос о характере позднеледниковых бассейнов в Балтийской котловине.

Мы считаем необходимым выразить благодарность О. П. Аболтыню, А. Б. Басаликасу, Г. С. Бискэ, И. Г. Вейнбергсу, Е. М. Вишневской, В. К. Гуделису, И. Я. Данилансу, Р. Н. Джиноридзе, П. М. Долуханову, О. М. Знаменской, В. А. Исаченкову, М. В. Кабайлене, К. Ф. Каяку, Г. И. Клейменовой, И. И. Краснову, Т. Е. Ладышкиной, Г. Ц. Лаку, Д. Б. Малаховскому, Е. С. Малясовой, К. К. Маркову, А. В. Раукасу, Н. И. Семеновичу, Н. Н. Соколову, Л. Р. Серебрянному, Е. А. Спиридовой, Т. В. Усиковой и В. С. Шешуковой-Порецкой за ценные советы и указания, которые помогли при работе над статьей.

ЛИТЕРАТУРА

- АБОЛТЫНЬ О. П.: 1967. О приледниковых водоемах и формировании гидрографической сети в бассейне р. Гауи. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
 АБРАМОВА С. А., Н. Н. ДАВЫДОВА, Д. Д. КВАСОВ.: 1967. История Ладожского озера в голоцене по данным спорово-пыльцевому и диатомовому анализам. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
 АГАСИЦ Л.: 1867. Геологические очерки. СПб.
 АЛУХТИН И. И., К. М. ЭКМАН, С. В. ЯКОВЛЕВА.: 1965. Новые доказательства существования позднеледникового Беломорско-Балтийского морского пролива на Онежско-Ладожском перешейке. Baltica, 2.

- АФАНАСЬЕВ Б. Л.:** 1967. Морские морены Латвии и их возможное корреляционное и стратиграфическое значение. *Baltica*, 3.
- БАСАЛИКАС А. Б.:** 1967. О приледниковых водоемах южной Прибалтики. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- БЕРГ Л. С.:** 1962. Происхождение северных элементов в фауне Каспия. Докл. АН СССР, сер. А, № 7, 1928. Избр. пр., т. V, М.
- БЕРЗИНЬ Л. Э.:** 1967. Возраст трансгрессий и колебания уровня ранне- и средне-голоценовых бассейнов Балтики в вершине Рижского залива. *Baltica*, 3.
- БИСКЭ Г. С.:** 1959. Четвертичные отложения и рельеф Карелии. Петрозаводск.
- БИСКЭ Г. С., Н. Н. ГОРЮНОВА, Г. Ц. ЛАК.:** 1959. Голоцен Карелии. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 9.
- ВЕЙНБЕРГС И. Г., В. Я. СТЕЛЛЕ.:** 1967. Приледниковые бассейны Курземе. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- ВИСЛОУХ С., Р. КОЛЬБЕ.:** 1927. Материалы по диатомовым Онежского и Ладожского озер. Тр. Олонецкой научной экспедиции, ч. V, вып. 1.
- ВИШНЕВСКАЯ Е. М., Н. Н. ДАВИДОВА.:** 1967. История озера Красного (Карельский перешеек) по данным диатомового анализа. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- ВОЛОСОВИЧ К. А.:** 1908а. Состав и область распространения морского постплиоцена. Зап. Минерал. об-ва, г. 46, протоколы.
- ВОЛОСОВИЧ К. А.:** 1908б. Петрозаводский морской постплиоцен. Материалы для геологии России, т. 23, вып. 2.
- ГАЯГАЛАС А., В. ГУДЕЛИС, К. СПРИНГИС, К. КОНШИН, А. САВВАИТОВ, И. ВЕЙНБЕРГС, А. РАУКАС.:** 1967. Ориентировка длинных осей галек в моренах последнего оледенения Прибалтики и ее связь с убыванием ледникового покрова. *Baltica*, 3.
- ГОРЕЦКИЙ Г. И.:** 1951. Доказано ли существование Онежско-Беломорского позднеледникового соединения? Изв. Всес. геогр. об-ва, т. 83, № 2.
- ГРИММ О. А.:** 1877. К познанию фауны Балтийского моря и истории его возникновения. Тр. СПб общ. естествоисп., т. VIII.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.:** 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ГУДЕЛИС В. К.:** 1955. Основные этапы геологического развития Литовского побережья Балтийского моря в поздне- и послеледниковое время (в голоцене). Ученые тр. Вильнюсского ун-та, сер. биол., геол. и геогр. наук, III.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА.:** 1965а. Материалы к палеоботанической характеристике поздне- и послеледниковых отложений Лахтинской котловины. Сб.: «Проблемы палеогеографии». Изд. ЛГУ.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА.:** 1965б. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализов об отложениях аллерёдского времени Ленинградской области. *Baltica*, 2.
- ДЖИНОРИДЗЕ Р. Н., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, В. И. СЕРГАНОВ.:** 1967. Новые данные по истории древней Вентспилсской лагуны. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- ЖЕЛУБОВСКАЯ К. В., Т. Е. ЛАДЫШКИНА.:** 1962. К познанию позднеледниковой истории Балтики на основе диатомовых и палинологических исследований Лахтинской котловины. Докл. АН СССР, 146, № 6.
- ЗЕМЛЯКОВ Б. Ф., И. М. ПОКРОВСКАЯ, В. С. ШЕШУКОВА.:** 1941. Новые данные о позднеледниковом морском Балтийско-Беломорском соединении. Тр. сов. секции Международной ассоц. по изуч. четвертичного периода (INQUA), вып. V.
- ЗЕНКЕВИЧ Л. А.:** 1963. Биология морей СССР. Изд. АН СССР, М.
- ИНОСТРАНЦЕВ А.:** 1871. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. Тр. СПб об-ва естествоисп. т. II, вып. 1.
- ИНОСТРАНЦЕВ А.:** 1877. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губернии и его рудных месторождений. Материалы для геол. России, т. VII, СПб.
- ИНОСТРАНЦЕВ А. А.:** 1882. Доисторический человек каменного века побережья Ладожского озера. СПб.

- ИНОСТРАНЦЕВ А. А.:** 1903. Геология. т. II, 1 издание, СПб, 1887; 2 издание, СПб, 1895; 3 издание, СПб, 1903.
- ИСАЧЕНКОВ В. А.:** 1967. Приледниковые водоемы Псковской низины. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- КАЯК К. Ф.:** 1967. Дегляциация и приледниковые озерные бассейны Эстонии. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- КАБАЙЛЕНЕ М. В.:** 1967. Развитие косы Куршю-Нярия и залива Куршю-Марес. Сб.: «Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы». Вильнюс.
- КВАСОВ Д. Д.:** 1963. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины. Тр. лаб. озероведения АН СССР, т. 15.
- КВАСОВ Д. Д., И. И. КРАСНОВ.:** 1967. Основные вопросы истории приледниковых озер Северо-Запада. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- КЕССЛЕР К. Ф.:** 1868. Материалы для познания Онежского озера и Обонежского края, преимущественно в зоологическом отношении. Прилож. к тр. I съезда русских естествоиспытателей. СПб.
- КИЩЕНКО И. А.:** 1915. Геологический и орографический очерк Олонецкой губернии и естественно-исторические районы ее. Петрозаводск.
- КОТЛУКОВА И. В., А. Л. БУСЛОВИЧ.:** 1967. Развитие озерных бассейнов в Метинской впадине. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- КРОПОТКИН П.:** 1876. Исследования о ледниковом периоде. Записки Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. VII, СПб.
- ЛАВРОВА М. А., Т. Е. ЛАДЫШКИНА.:** 1965. К вопросу о позднеледниковом Балтийско-Беломорском соединении. *Baltica*, 2.
- ЛАДЫШКИНА Т. Е.:** 1965. К проблеме I ильдинового моря в Балтике (по данным диатомовых исследований). Докл. АН СССР, 164, № 5.
- ЛАЙЕЛЬ (ЛЯЙЭЛЛЬ) Ч.:** 1864. Геологические доказательства древности человека. СПб.
- ЛАЙЕЛЬ (ЛЯЙЭЛЛЬ) Ч.:** 1866. Основные начала геологии. Т. I—II. М.
- ЛАК Г. Ц.:** 1959. Сопоставление ископаемой и современной диатомовой флоры на примере Онежско-Ладожского перешейка. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. 9.
- ЛАПИН С. С.:** 1939. Четвертичные отложения района нижнего течения р. Тосны. Уч. зап. Ленингр. ун-та, вып. 25.
- МАЛАХОВСКИЙ Д. Б.:** 1967. История развития озерных бассейнов в районе верхнего течения рек Ловати и Куны. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- МАЛЯСОВА Е. С., Е. А. СПИРИДОНОВА.:** 1967. Некоторые вопросы палеогеографии голоцена Карельского перешейка (по результатам спорово-пыльцевого анализа донных отложений озер). Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- МАРКОВ К. К.:** 1931. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области. М.-Л.
- МАРКОВ К. К.:** 1933а. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики. Тр. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, IV, вып. 1.
- МАРКОВ К. К.:** 1933б, 1935. Ильдиновое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. 65, вып. 4; т. 67, вып. 1.
- МОЖАЕВ Б. Н., А. А. РУКОЯТКИН.:** 1967. Террасы приледниковых водоемов в Ленинградской и Новгородской областях. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- МУРЧИСОН Р. И., Э. ВЕРНЕЙЛЬ, А. КАЙЗЕРЛИНГ.:** 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Ч. I—II, СПб.
- ОРВИКУ К. К.:** 1960. Геология четвертичного периода Эстонской ССР. Сб.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд. АН СССР, М.
- ПОЛЯКОВ И. С.:** 1874. Об исследованиях в верховьях Волги. Изв. Русск. геогр. об-ва, т. X, № 8.
- ПОЛЯКОВ И. С.:** 1886. Физико-географическое описание юго-восточной части Олонецкой губернии. Записки Русск. геогр. об-ва по общ. геогр., т. XVI, № 2.

- РИТТЕР К.:** 1853. Общие замечания о твердых формах Земной коры. Магазины земледелия и путешествий, т. II, М.
- РУЛЬЕ К.:** 1852. Жизнь животных по отношению к внешним условиям, М.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р.:** 1967. Некоторые вопросы поздне-четвертичной истории Балтийского моря. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Р., Я.-М. К. ПУННИНГ.** 1969. Результаты палинологического и радиотехнического исследования погребенного голоценового торфяника в районе Горелово-Койерово под Ленинградом. Сб.: «Голоцен», М.
- СЕРЕБРЯННЫЙ Л. Г., А. В. РАУКАС.** 1967. Сопоставление готигляциальных краевых ледниковых образований во впадине Балтийского моря и прилегающих к ней странах. Baltica, 3.
- УСИКОВА Т. В., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ.** 1963. Поздне- и послеледниковая история развития района Ленинграда. Baltica, 1.
- УСИКОВА Т. В., Г. И. КЛЕЙМЕНОВА, Р. Н. ДЖИНОРИДЗЕ.** 1967. К вопросу о позднеледниковой истории Балтики в районе Ленинграда. Baltica, 3.
- ШЕШУКОВА В. С.** 1937. Диатомовые водоросли из четвертичных отложений центральной Карелии в связи с вопросом о генезисе последних. Тр. Комиссии по изуч. четвертич. периода, т. V, вып. I.
- ШМИДТ Ф. Б.** 1872. Возражения на теорию Левена о прежнем соединении Белого моря с Балтийским. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. III, протоколы.
- ШМИДТ Ф. Б.** 1896. История развития Балтийского моря в послеледниковую эпоху по де-Гееру. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. XXVIII, вып. 1, № 2.
- ЭБЕРХАРД Г. Я.** 1967. Об озерно-ледниковом бассейне Восточно-Латвийской низменности. Сб.: «История озер Северо-Запада», Л.
- ЯКОВЛЕВ С. А.** 1925—1926. Наносы и рельеф Ленинграда и его окрестностей, ч. I—II, Л.
- ЯКОВЛЕВ С. А.** 1934. К вопросу об ильдиевом море в Балтике и о соединении Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время. Изв. Гос. Геогр. об-ва, т. 66, вып. 2.
- ЯКОВЛЕВА С. В.** 1933. О балтийско-беломорском позднеледниковом соединении. Тр. II междунар. конф. Ассос. по изучению четвертичного периода Европы, вып. 2, Л.-М.
- ЯРЖИНСКИЙ Ф. Ф.** 1870. О фауне ракообразных Онежского озера. Тр. СПб об-ва естествоисп., т. I, вып. I, прот. 4, заседание отд. по зоологии.
- AILIO J.:** 1915. Die geographische Entwicklung des Ladoga Sees in postglazialer Zeit. Fennia, 38, N 3.
- AUGUSTOWSKI B.:** 1965. Pattern and development of ice marginal streamways of the Kashubian coast. Geographica Polonica, 6.
- BA CZYK J.:** 1967. Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdansk im Holozän. Baltica, 3.
- BAER K. E.:** 1862. Über ein neues Projekt, Austern-Banke an der Russischen Ostsee-Küste anzulegen und über den Salz-Gehalt der Ostsee in verschiedenen Gegenden. Bull. de l'Acad. de St.-Petersbourg, IV.
- BELT T.:** 1877. The steppes of Southern Russia. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London, v. 33.
- BERGHELL H.:** 1896. Bidrag om södra Finlands Kvartärta nivalförändringarn. Bull. Comm. geol. Finlande, N 5.
- CLEVE-EULER J. A.:** 1928. Yakovleff. Die Quartärablagerungen und Relief der Stadt Leningrad und ihrer Umgebungen. Geografiska Annaler, X, H. 1—2.
- CREDNER G. B.:** 1887—1888. Die Reliktenseen. Eine physisch-geographische Monographie. Teil 1—2. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft N 86 und 89, Gotha.
- De GEER E. H.:** 1963. G. De Geer's part in exploring the history of the Baltic Sea. Baltica, 1, Vilnius.
- De GEER G.:** 1896. Om Skandinaviens geografiska utveckling efter istiden. Stockholm.
- De GEER G.:** 1940. Geochronologia Suecica principes. Stockholm.
- DONNER J. J.:** 1964. The late-glacial and post-glacial emergence of south-western Finland. Comment. phys.-math. Soc. scient. Fennica, 30, N 5.
- EKMAN S.:** 1930. Die Südbaltischen marin-glazialen Relikte und die Stauseetheorie. Intern. Rev. der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie, B. 24, H. 3—4.
- FROMM E.:** 1881. Absolute chronology of the Late-Quaternary Baltic. A review of Swedish investigations. Baltica, 1, Vilnius.
- GEIKIE J.:** 1881. Prehistoric Europe. London.
- HÖGBOM A. G.:** 1916—1917. Über die arktische Elemente in der aralokaspischen Fauna, ein tiergeographisches Problem. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, vol. IV.
- HYYPÄ E.:** 1937. Post-glacial changes of chcre-line in south Finlande. Bull. Comm. geol. Finlande, N 120.
- HYYPÄ E.:** 1963. On the late-quaternary history of the Baltic Sea. Fennia, 89, N 1.
- HYYPÄ E.:** 1966. The late-quaternary land uplift in the Baltic sphere and the relation diagram of the raised and tilted shore levels. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. AIII, N 90.
- JELGERSMA S.:** 1961. Holocene sea level changes in the Netherlands. Mededelingen van de Geologische Stichting, ser. C VI, N 7, Maastricht.
- KLIEWE H.:** 1963. Fortschritte und Probleme bei der Erforschung der Küstenentwicklung an der südlichen Ostsee. Baltica, 1, Vilnius.
- LOVEN S.:** 1861. Om några i Vettern och Venern funna Crustaceer. Öfversigt af Kongl. Vetensk.-Acad. Forhandl., 18. Årgången, N 6.
- LUNDQVIST J.:** 1965. The Quaternary of Sweden. In the book: K. Rankama (editor). The Quaternary, vol. 1, N.Y.—L.—Sydney.
- MAACK V.:** 1860. Das urgeschichtliche Schleswig Holsteinische Land. Zeitschr. für allgemeine Erdkunde. N. F., VIII, Berlin.
- MOLDER K.:** 1944. Das Karelische Eismeer im Lichte der fossilen Diatomeenfünde. Bull. Comm. geol. Finlande, No 132.
- MUNTHE H.:** 1887. Om postglaciala aflangringar ded Ancyclus fluviatilis på Gotland. Öfv. af K. Vetenskaps-Akadem. Förhandl., N 10.
- MUNTHE H.:** 1910. Studies in the Late-Quaternary history of Southern Sweden. Geol. Fören. i Stockholm Forhandl., B. 32, Del. 3.
- MUNTHE H.:** 1924. On the late-quaternary history of the Baltic. Geol. Foren. i Stockholm Forhandl., B. 46, H. 1—2.
- NILSSON E.:** 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. Geol. Fören. i Stockholm Forhandl., B. 75, H. 2.
- NILSSON E.:** 1968. Södra Sveriges senkvartära historia. Stockholm.
- OKKO M.:** 1965. M. Sauramo's Baltic See Lake B IV—B V—B VI; a reevaluation. Ann. Acad. Scient. Fennicae, ser. A III, N 84.
- RAMSAY W.:** 1896. Det senglaciala hafvets utbreghing i södra Finland. Bull. Comm. géol. Finlande, N 3.
- RAMSAY W.:** 1898. Beobachtungen über Strandlinien in der Umgebung des Sees Onega. Fennia, 16, N 1.
- RAMSAY W.:** 1904. Quartärgeologisches aus Onega-Karelien. Fennia, 22, N 1.
- RAMSAY W.:** 1917. De s. k. marina gränserna i södra Finland. Fennia, 40, N 7.
- RAMSAY W.:** 1924. On relations between crustal movements and variations of sea level during the late Quaternary time especially in Fennoscandia. Fennia, 44, N 5.
- RAMSAY W.:** 1928. Eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Südkarelien und im Newatal. Fennia, 50, N 5.
- RAMSAY W.:** 1929. Niveauverschiebungen, eisgestaute Seen und Rezession des Inlandeises in Estland. Fennia, 52, N 2.
- SAURAMO M.:** 1923. Studies on the Quaternary varve sediments in southern Finland. Fennia, 44, N 1.
- SAURAMO M.:** 1929. The quaternary geology of Finland. Helsinki.
- SAURAMO M.:** 1934. Zur spätquartären Geschichte der Ostsee. Bull. Comm. geol. Finlande, N 104.

- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Helsinki.
 SCHMIDT F.: 1865. Untersuchungen über die Erscheinungen der Glacialformation in Estland und auf Oesel. Bull. de l'Acad. de St.-Petersbourg, VIII.
 SCHMIDT F.: 1869. Notiz über neuere Untersuchungen in Gebiete der Glacial- und Postalacialformation in Estland und Sweden. Memories de l'Acad. de St.-Petersbourg, VII ser., t. XIV, N 7.
 SCHMIDT F.: 1884. Einige Mitteilungen über die gegenwärtigen Kenntnisse der glazialen und postglazialen Bildungen im silurischen Gebiete von Estland, Oesel und Ingermanland. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 36.
 THIENEMANN A.: 1928. Die Relikterkrebse und die von ihnen bewohnten norddeutschen Seen. Arch. f. Hydrobiol., B. 19. H. 3.
 VALOVIRTA V.: 1965. Zur spätquartären Entwicklung Südost-Finnland. Bull. Comm. geol. Finlande, N 220.

[Поступило: 14.2.1968]

MAIN QUESTIONS OF THE LATE-GLACIAL HISTORY OF THE EAST BALTIC

by

D. D. KVASOV, I. P. BAKANOVA, N. N. DAVIDOVA

SUMMARY

We divide the study of the Baltic history into six stages:

1. In connection with C. Layell and R. Murchison's icedrift (iceberg) theory there appeared a hypothesis of the existence of a strait between the continental Europe and the ancient Fennoscandia passing through the Baltic sea, Ladoga and Onega lakes and the White sea (Пулье, 1952; Loven, 1861; Яршинский, 1870; Иностранцев, 1871).

2. A glacial theory of the origin of the bolder deposits was proposed; the absence of the late- and postglacial marine deposits in the vicinity of the Ladoga and Onega lakes was stated (Schmidt, 1865; Кесслер, 1868; Поляков, 1874; Гримм, 1877; Иностранцев, 1882; Credner, 1887—1888).

3. A modern theory of the Baltic history was put forward. During this stage the term of the „Yoldian sea“ included both the marine and freshwater basins of the lateglacial Baltic (G. De-Geer, 1896; Ramsay, 1896, 1904; Berghell, 1896; Аилио, 1915; Яковлев, 1925—1926). The division of these stages took place later.

4. It was found that the maximum shore level to the South of the Salpausselka II and the Billingen mountain was formed by the ancient Baltic Ice lake and not by the Yoldian sea. The theory of the lateglacial connection between the Baltic and the White sea was denied by everyone (Munthe, 1910; Ramsay, 1917, 1928, 1929; Марков, 1931).

5. The theory of the I Yoldian sea (Alleröd) was proposed for the explanation of the findings of marine diatoms in the lateglacial sediments on the territory between the Baltic and the White seas (Марков, 1933a, 1933, 1935; Яковлева, 1933; Яковлев, 1934; Mölder, 1944; Sauramo, 1958).

6. The question of the existence of the lateglacial marine stages of the Baltic began to be discussed (Hyuppä, 1963, 1966; Fromm, 1963; Donner, 1964).

Marine diatoms are found now in all the horizons of the lateglacial deposits (Ладышкина, 1965; Усикова, Джиноридзе, Клейменова, 1967). It can be supposed that they were redeposited in the late- and postglacial sediments. Ladyshkina and Usikova suppose that there was permanent penetration of the marine water into the Baltic basin during the lateglacial time. The authors exclude this possibility.

During the reduction of the Late-Valday (Pomeranian) icecover the cascade of icedamed lakes was formed on this territory. The history of the Baltic icedammed lakes consists of four periods (LG1—LG4). This took place during the Luga and the Neva stages of glaciation. The basins with waterlevels of ~28 m and ~40 m existed near Leningrad before the Alleröd time. On the Neva lowland there were pitbogs during the Alleröd. The ancient Onega basin was not connected directly with Baltic icedamed lacustrine systems. We can start the beginning of the Baltic basin history much earlier than the well known Baltic glacial lake stage (12—10 thousand years). It can be connected with the ancient icedammed lacustrine systems (15—12 thous. years).

HAUPTFRAGEN DER SPÄTGLAZIALEN GESCHICHTE DER ÖSTLICHEN OSTSEE

von

D. D. KVASOV, I. P. BAKANOVA, N. N. DAVIDOVA

ZUSAMMENFASSUNG

Das Studium der Geschichte der Ostsee kann in sechs Perioden unterteilt werden:

1) Unter dem Einfluss der von C. Layell and R. Murchison aufgestellten Theorie der Übertragung der Rollsteine durch Eisberge, wurde die Annahme geäußert, nach der die Ostsee, das Weisse Meer, der Ladoga-See und der Onega-See Überbleibsel einer Meeresenge seien, die vor kurzer geologischer Zeit Fenno-Skandien von Europa getrennt (Пулье, 1852; Loven, 1861; Яжинский, 1870; Иностранцев, 1871).

2) Dank der Entwicklung der Glazialtheorie wurde festgestellt, daß in den Becken des Ladoga- und Onega-Sees weder spät-, noch post-

glaziale Meeresablagerungen vorhanden sind (Schmidt, 1865; Кесслер, 1868; Поляков, 1874; Гримм, 1877; Иностранцев, 1882; Credner, 1887—1888).

3) Es wurde die Theorie die Entwicklungsgeschichte der Ostsee begründet, die auch gegenwärtig angewandt wird. Aber vorerst verstand man unter Yoldia-Meer auch diejenigen Becken, die später zum Baltischen Eissees gezählt wurden. Es wurde angenommen, daß in der Yoldiazeit das Weisse Meer und die Ostsee verbunden waren (G. De Geer, 1896; Ramsay, 1896, 1904; Berghell, 1896; Ailio, 1915; Яковлев, 1925—1926).

4) Es wurde festgestellt, daß in den Gebieten südlich von Salpausselka II — Berg Billingen das maximale Niveau der Ostsee nicht durch das Yoldia-Meer, sondern durch den Baltischen Eissees gebildet wurde. Aus diesem Grunde wurde die Annahme von der spätglazialen Verbindung der Ostsee und des Weissen Meeres abgelehnt (Munthe, 1910, 1924; Ramsay, 1917, 1928, 1929; Марков, 1931).

5) Zur Erklärung der einzelnen Funde der Salzwasserdiatomeen wurde die Annahme geäußert, daß in der Allerödzeit das sogenannte I. Yoldia-Meer existierte (Марков, 1933а, 1933б, 1935; Яковлева, 1933; Яковлев, 1934; Mölder, 1944; Sauramo, 1958).

6) Die Angaben über die spätglazialen Salzwasserstadien der Ostsee wurden von mehreren Gelehrten bezweifelt (Нуурпää, 1963, 1966; Fromm, 1963; Donner, 1964).

Die einzelnen Funde der Salzwasserdiatomeen in den spätglazialen Ablagerungen sind wahrscheinlich durch die Übertragung aus den interglazialen Schichten zu erklären (Cleve-Euler, 1928; Марков, 1931; Горцкий, 1951; Биске, 1959; Лак, 1959). Jetzt ist entdeckt worden, daß die Salzwasserdiatomeen in allen Schichten der spätglazialen Ablagerungen zu finden sind (Ладышкина, 1965; Усикова, Клейменова, Джиноридзе, 1967). Unserer Meinung nach, sind diese Angaben kein Zeugnis von dem zeitweiligen Einfluten des Meereswassers in die Ostsee.

Während des Rückzugs der spätwaldaischen (Pommerschen) Vereisung entwickelte sich zwischen dem Eis und der Kette der Moränenhügeln ein System von Stauseen. Es sind vier Perioden der Entwicklung dieser Systeme zu unterscheiden (LG-1—LG-4), die während der Luga- und Nawa-Stadien der Vereisung existieren. Die Stauseen mit dem Niveau ~40 m und ~28 m in der Nähe von Leningrad existierten schon vor der Alleröd. In der Nawa-Niederung begann in der Allerödzeit die Torfbildung (Лапин, 1939). Die Seen im Onega-Becken waren nicht direkt mit dem Baltischem System der Stauseen verbunden. Die Geschichte der Ostsee kann weitgehend in die Tiefe der Jahrtausende hinein verfolgt werden. Dem gut bekannten Stadium des Baltischen Eissees (vor 12—10 Tausend Jahren) ging ein längeres Stadium der Baltischen Stauseen voran (vor 15—12 Tausend Jahren).

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МГИНСКИХ МЕЖЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

Л. Ф. СОКОЛОВА, Е. С. МАЛЯСОВА, Е. М. ВИШНЕВСКАЯ, Ленинград

В Приневской низменности, в южной и юго-восточной частях Карельского перешейка широко распространены морские отложения, которые большинством исследователей на основании результатов палинологического, диатомового анализов и изучения раковин морских моллюсков датируются временем микулинского (мгинского) межледникового (О. М. Знаменская, 1959, М. А. Лаврова, М. П. Гирчук, 1960, Е. С. Малясова, 1960, О. М. Знаменская, Е. А. Черемиснова, 1962). Абсолютные отметки залегания морских межледниковых отложений колеблются от -80 м (Усть-Луга) до +32 м (Саблинно, О. М. Знаменская, Е. А. Черемиснова, 1962).

На Центральной возвышенности Карельского перешейка буровыми скважинами впервые вскрыты континентальные мгинские отложения, представленные песками различной крупности и торфом. Наиболее полный разрез этих осадков изучен авторами у подножия горы Майской, в 10 км к северо-востоку от пос. Первомайское (абсолютная отметка устья скважины +143,3 м).

gl III	0,0 — 2,6 м	Супесь коричневатожелтая, пылеватая, глинистая, грубая. В супеси содержится значительное количество гравия, гальки и хорошо окатанных валунов гранита.
lgl III vd	2,6 — 9,3 м	Песок разнозернистый от мелко- до крупнозернистого, кварцево-полевошпатовый, с незначительным содержанием хорошо окатанной гальки гранита.
p III mk	9,3 — 10,10 м	Торф буровато-черный, со значительной примесью тонкозернистого песка, с плохо разложившимися растительными остатками в ви-

p III mk	10,10—11,0 м	де тонких корней и стеблей травянистых растений. Торф черный тонкослойный, легко расщепляется по слоистости на тонкие листочки, представляющие собой плотно слежавшиеся слабо разложившиеся растительные остатки: листья, древесную кору, стебли, отдельные веточки диаметром до 5—7 мм и тонкие волосовидные корешки.
	11,0—12,30 м	Торф буровато-черный, хорошо разложившийся, со значительной примесью илстых частиц, по всему слою наблюдается виваннит.
l III ms	12,3—34,0 м	Песок коричневатого-серый, мелкозернистый, водонасыщенный (пльвун).
gl II ms	34,0—59,3 м	Суглинок валунный, шоколадно-коричневый, грубый, с большим содержанием гравия, гальки и валунов гранита.
l III (od?)	59,3—87,3 м	Песок мелко- и тонкозернистый, слюдястый, тонкослойный.
gl II dn?	87,3—117,8 м	Суглинок валунный, коричнево-серый, грубый, песчаный, с большим количеством валунов кристаллических и метаморфических пород.
Pt ₃ kt	117,8 м	Осадочные породы верхнепротерозойского возраста.

Отложения, вскрытые скважиной, изучались на содержание пыльцы, спор, диатомовых водорослей. Слой погребенного торфа был подвергнут ботаническому и палеокарпологическому анализу. Ниже приводятся результаты анализов по каждому горизонту (снизу вверх).

1) Нижний межморенный горизонт (глубина 59,3—87,3 м).

Несмотря на значительную мощность, осадки этого горизонта характеризуются довольно однородным спектром лесного типа с преобладанием пыльцы хвойных (*Picea* 5—30%, *Pinus* — 35—62%). Пыльца широколиственных пород (в сумме до 5%) постоянно присутствует только в спектрах трех верхних образцов (дуб, вяз, липа).

Возраст осадков этого горизонта условно определяется нами как среднечетвертичный на основании положения его в разрезе под континентальными миксулинскими слоями.

2) Верхний межморенный горизонт (глубина 9,3—34 м). Осадки этого горизонта представлены двумя литологическими разностями — песком и торфом. В песчаных отложениях определен спектр лесного типа. Древесные представлены пыльцой сосны (20—50%), березы (15—40%, в том числе до 4—16% *Betula nana*) и ели (10—15%). Единично отмечена пыльца широколиственных пород (*Carpinus*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*).

Среди трав наиболее часто встречается пыльца злаков, осок, водных и прибрежно-водных (*Typha*, *Potamogeton*, *Nuphar*) растений.

Слой торфа по составу растительных остатков и степени разложения делится на две части.

а) Глубина 11,25—12,3 м — древесный, низинный, степень разложения 35. Формирование его, по мнению Н. П. Казариновой, производившей анализ, происходило в литоральной зоне относительно глубокого водоема.

б) Глубина 9,3—11,25 м — гипновый, низинный, степень разложения 10—20. Откладывался этот слой в мелководном бассейне, уровень которого постоянно менялся.

В слое погребенного торфа установлены три типа спектров (снизу вверх).

Первый спектр (глубина 11,25—12,3 м) характеризуется высоким процентом участия пыльцы широколиственных пород (10—12%, в том числе дуба — 7%, вяза — 5%), ольхи (44—54%) и лещины, максимум которой — 66% — отмечен на глубине 12,0 м. В образцах из этого интервала встречены семена растений, чуждых современной флоре региона (определения Н. П. Казариновой, которой авторы, пользуясь случаем, выражают глубокую благодарность):

Lycopus intermedius Doroj. — вымерший вид. Впервые найден и описан П. И. Дорофеевым из рисс-вюрмских отложений Белоруссии.

Nojas tenuissima A. Br. — очень редкое на Северо-западе растение. В средней и южной полосе Европейской части СССР известна только из межледниковых отложений.

Nymphaea alba L. — семена этого растения на Северо-западе не вызревают.

Potamogeton vaginatus Trcz. — произрастает сейчас лишь в Скандинавии и восточной Сибири. В ископаемом состоянии широко представлен в осадках раннего плейстоцена Русской равнины.

Выше по разрезу (глубина 10,3—11,25 м) состав спектра резко меняется. Доминирует пыльца ели (до 53%), количество пыльцы широколиственных пород заметно сокращается и представлены они другими родами — *Carpinus* и *Tilia*.

В спектре верхней части торфа (глубина 9,3—10,3 м) пыльца теплолюбивых растений исчезает. Господствует пыльца ели (35%), сосны (45%) и споры сфагновых мхов (76—90%). Палеокарпологический анализ показал присутствие в этом слое торфа семян растений обычных для современной таежной зоны Европейской части СССР (ель, сосна, ольха черная, береза — *Betula pubescens*, особенно много семян вахты — *Menyanthes trifoliata*).

По преобладанию пыльцы тех или иных древесных пород на диаграмме выделяются следующие зоны (снизу вверх):

зона ели, сосны, березы без широколиственных пород; зона дуба, вяза, лещины и ольхи; зона ели и граба; зона ели (верхний максимум ели).

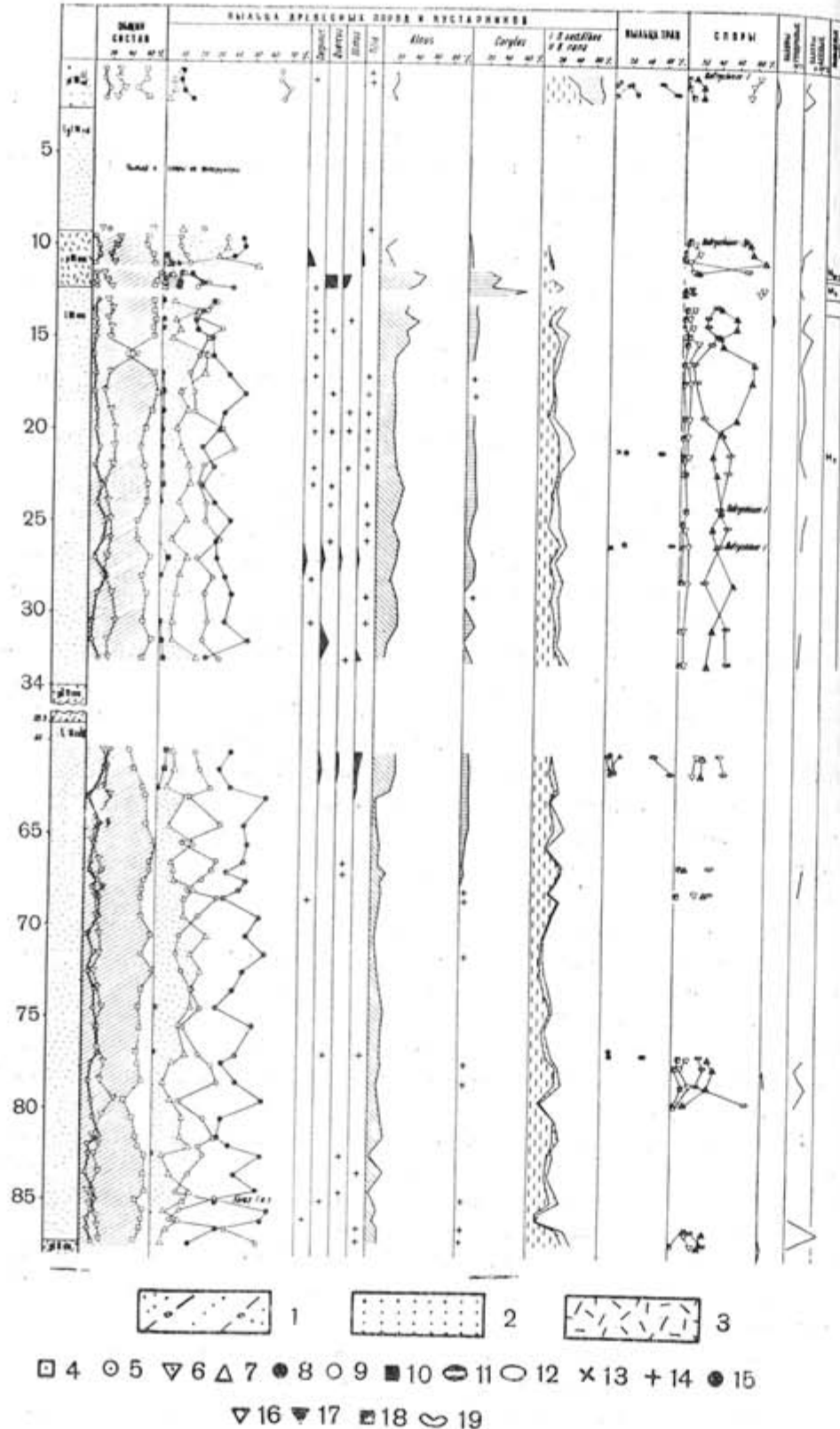


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма и литология разреза скв. 221

1 — морена, 2 — песок, 3 — торф. Пыльца и споры. Общий состав: 4 — пыльца древесных пород, 5 — пыльца трав, 6 — споры. Пыльца древесных пород: 7 — ель (*Picea*), 8 — сосна (*Pinus*), 9 — береза (*Betula*), 10 — сумма широколиственных пород (дуб, вяз, липа) (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*). Пыльца трав: 11 — злаки (*Gramineae*), 12 — осоки (*Cyperaceae*), 13 — маревые (*Chenopodiaceae*), 14 — полынь (*Artemisia*), 15 — разнотравье. Споры: 16 — зеленые мхи (*Bryales*), 17 — сфагновые мхи (*Sphagnum*), 18 — плауны (*Lycopodium*), 19 — папоротники (*Polypodiaceae*).

Диаграмма верхнего межморенного горизонта хорошо сопоставляется с диаграммой морских мгинских отложений, являющейся эталонной для данного района. На ней отчетливо прослеживается характерная для миккулинского межледникового последовательность максимумов пыльцы

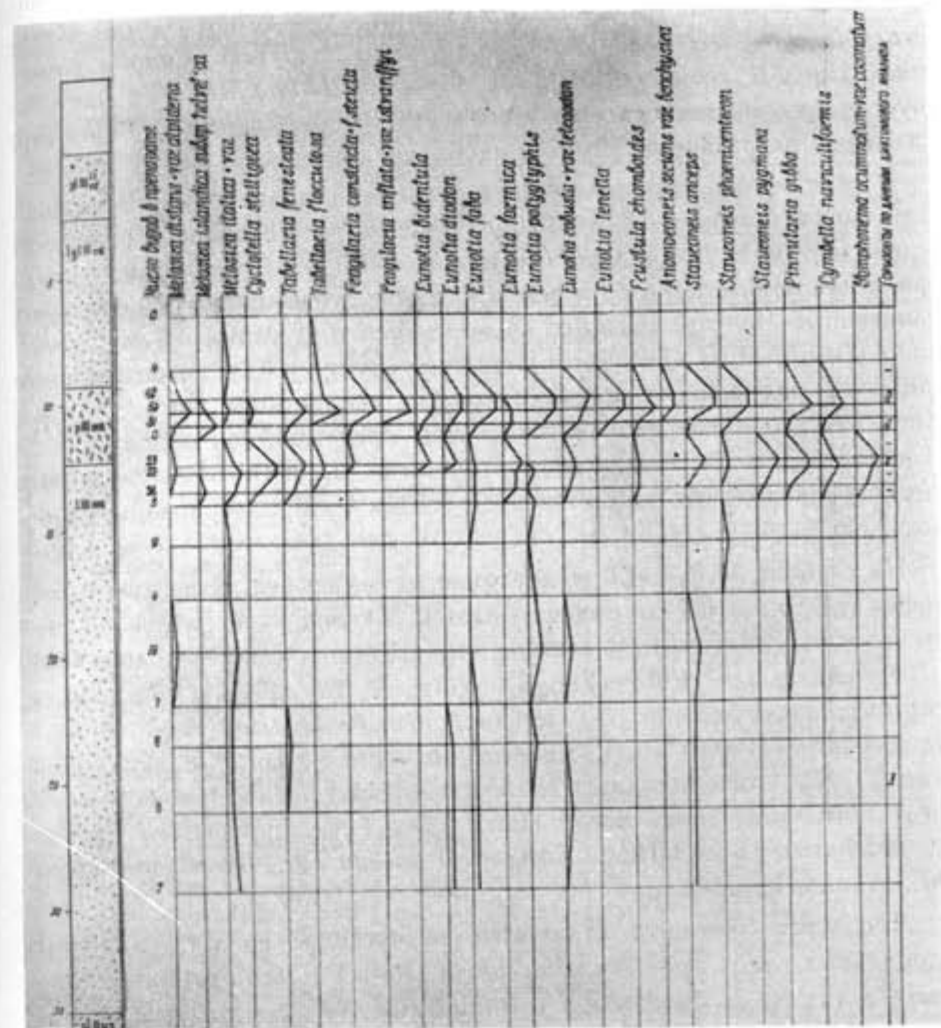


Рис. 2. Диатомовая диаграмма разреза скв. 221

древесных пород, отражающая закономерности развития растительности этого времени. Но диаграмма эта неполная. На глубине 11,25 и 12,5 м фиксируются перерывы в осадконакоплении. Выделенные нами пыльцевые зоны соответствуют зонам М₂, М₄, М₆₊₇ по В. П. Гричуку (1961).

Диатомовый анализ показал наличие богатой пресноводной флоры. Выделено 108 видов и разновидностей диатомовых водорослей, список которых приводится. Доминирующие виды и количественное их развитие по горизонтам показаны на диаграмме (рис. 2).

В горизонте песка (гл. 13,4—28 м) комплекс диатомей очень бедный — всего 30 пресноводных форм; оценкой «редко» отмечены *Melosira italica* (Ehr.) Kütz., *Epithemia turgida* (Ehr.) Kütz., *Ep. zebra* var. *porcellus* (Ehr.) Grun., «нередко» — *Eunotia faba* (Ehr.) Grun. Остальные виды встречены «единично». Большое количество холодолюбивых видов (*Melosira italica* var. *subarctica* O. Müll. + var. *valida* (Grun.) Hust., *Tetracyclus lacustris* Ralfs + var. *strumosus* (Ehr.) Hust., *Eunotia polyglyphis* Grun., *E. robusta* Ralfs + var. *tetraodon* (Ehr.) Ralfs), свидетельствует о низкой температуре воды озера. Виды *Eunotia* и *Pinnularia* указывают на развитие процесса заболачивания.

В слое торфа обнаружены два комплекса диатомовых. В нижней части торфа (глубина 11,75—13,0 м) содержится 78 видов и разновидностей диатомей. Доминирует *Cyclotella stelligera* Cl. et Grun., характерная для планктона озер и рек; в качестве субдоминант присутствуют планктонные *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *M. italica* var. *valida* (Grun.) Hust., *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz. и литоральные *Stauroneis pugmaea* Krieg., *Gomphonema acuminatum* var. *coronatum* (Ehr.) W. Sm. и другие. Многочисленны представители родов *Eunotia* (11 видов), *Navicula* (9 видов) и *Pinnularia* (21 вид). В целом данный комплекс диатомовых характеризует осадки литоральной зоны глубокого озера.

На глубине 10,75—11,0 м диатомей не встречены. В верхней части торфа (гл. 9,3—10,5 м) насчитывается 70 видов и разновидностей пресноводных диатомей. В составе характерного комплекса доминируют: *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz., *T. flocculosa* (Roth.) Kütz., *Fragilaria constricta* Ehr.* + f. *stricta* A. Cl., *Fr. inflata* (Heid.) Hust. + var. *istvanffy* (Pant.) Hust., *Eunotia faba* (Ehr.) Grun.,* *E. polyglyphis* Grun.,* *E. robusta* var. *tetraodon* (Ehr.) Ralfs,* *E. tenella* Ehr.,* *Frustulia rhomboides* (Ehr.) D. T.,* *Anomoeoneis serians* var. *brachysira* (Breb.) Hust., *Stauroneis anceps* Ehr., *St. phoenicenteron* Ehr., *Pinnularia gibba* Ehr.

Для этого горизонта характерно интенсивное развитие типичных литоральных видов *Tabellaria flocculosa* (Roth.) Kütz., *Fragilaria*, *Stauroneis*, а так же видов *Eunotia* и *Pinnularia*, что указывает на обмеление, зарастание и заторфовывание бассейна. Значительное развитие холодолюбивых видов (27 видов), многие из которых входят в состав характерного комплекса, указывает на низкую температуру воды.

3) Ледниковые (?), озерно-ледниковые (?) отложения (глубина 0,0—2,5 м) характеризуются спектром, в котором среди древесных преобладает пыльца березы (60—70%, в том числе до 40% *Betula nana*), а среди споровых *Bryales*. Определены споры тундровых плаунов (*Lycopodium alpinum*, *L. pungens*).

* Холодолюбивые виды.

На основании нового фактического материала можно сделать вывод, что Центральная возвышенность Карельского перешейка в мгинское время не заливалась морем, а представляла собой невысокий остров. В отдельных озерах этого острова накапливались континентальные межледниковые отложения, представленные песками различной крупности (пос. Цвелодубово, Коробицино) и торфами (гора Майская).

Систематический список диатомовых водорослей из континентальных мгинских отложений разреза г. Майской

Название видов	Лито-логия	Торф		Песок	
		гл. в м.	9,3—10,5	11,75—13,0	13,4—28,0
		экология			
		Количественные оценки*			
1. <i>Melosira distans</i> (Ehr.) Kütz.	п	4	1		
2. <i>M. distans</i> var. <i>alpigena</i> Grun.	п	1	1	1	
3. <i>M. granulata</i> (Ehr.) Ralfs	п	1			
4. <i>M. islandica</i> subsp. <i>helvetica</i> O. Müll.	п	3	1		3
5. <i>M. italica</i> (Ehr.) Kütz.	п		2	2	
6. <i>M. italica</i> var. <i>subarctica</i> O. Müll.	п		2	1	
7. <i>M. italica</i> var. <i>valida</i> (Grun.) Hust.	п	1	3	2	1
8. <i>Cyclotella comta</i> (Ehr.) Kütz.	п	1			1
9. <i>C. kuetzingiana</i> var. <i>schumannii</i> Grun.	п-с	1			1
10. <i>C. stelligera</i> Cl. et Grun.	п	1	5		
11. <i>Stephanodiscus astraea</i> (Ehr.) Grun.	п-с	1			2
12. <i>Coscinodiscus lacustris</i> Grun.	п-с	1			
13. <i>Tetracyclus lacustris</i> Ralfs	п	1		1	
14. <i>T. lacustris</i> var. <i>strumosus</i> (Ehr.) Hust.	п			1	
15. <i>Tabellaria fenestrata</i> (Lyngb.) Kütz.	п	4	4	1	1
16. <i>T. flocculosa</i> (Roth.) Kütz.	п	5	2		1
17. <i>Fragilaria constricta</i> Ehr.	п	5	1	1	1
18. <i>Fr. constricta</i> f. <i>stricta</i> A. Cl.	п	4			
19. <i>Fr. constricta</i> f. <i>trinodis</i> (Hust.) Pr.-Lavr.	п	1			
20. <i>Fr. inflata</i> (Heid.) Hust.	п	5			
21. <i>Fr. inflata</i> var. <i>istvanffy</i> (Pant.) Hust.	п	3			
22. <i>Fr. leptostauron</i> (Ehr.) Hust.	п		1		
23. <i>Synedra ulna</i> var. <i>oxyrhynchus</i> (Kütz.) V. H.	п	1			
24. <i>Eunotia bidentula</i> W. Sm.	п	3			
25. <i>E. bigibba</i> Kütz.	п	1			
26. <i>E. diodon</i> Ehr.	п	3	2		
27. <i>Eunotia faba</i> (Ehr.) Grun.	п	5	1	1	1
28. <i>E. flexuosa</i> (Bréb.) Kütz.	п		1		
29. <i>E. formica</i> Ehr.	п	1	3		
30. <i>E. monodon</i> Ehr.	п	1	1		
31. <i>E. parallela</i> Ehr.	п	2			
32. <i>E. pectinalis</i> var. <i>minor</i> (Kütz.) Rabenh.	п		2		
33. <i>E. polyglyphis</i> Grun.	п	5	1	2	
34. <i>E. praerupta</i> Ehr.	п	1		1	1
35. <i>E. praerupta</i> var. <i>bidens</i> Ehr.	п		1		
36. <i>E. robusta</i> Ralfs	п	1	1	1	
37. <i>E. robusta</i> var. <i>tetraodon</i> (Ehr.) Ralfs	п	5	2	1	
38. <i>E. tenella</i> (Grun.) Hust.	п	5			
39. <i>E. triodon</i> Ehr.	п	1		1	
40. <i>E. valida</i> Hust.	п	1			
41. <i>E. veneris</i> (Kütz.) O. Müll.	п	1	2		
42. <i>Achnanthes pergalloii</i> Brun et Herib.	п		2		
43. <i>Frustulia rhomboides</i> (Ehr.) D. T.	п	4	1		

Название видов	Лито- логия	Торф		Песок		
		г.л. в м.	9,3— 10,5	11,75— 13,0	13,4— 28,0	55,9— 87,3
	эколо- гия	Количественные оценки*				
44. <i>Anomoeoneis serians</i> var. <i>brachysira</i> (Bréb.) Hust.	п	3				
45. <i>Srauroneis anceps</i> Ehr.	п-с	5	3		2	
46. <i>St. phoenicenteron</i> Ehr.	п-с	5	2		1	
47. <i>St. pygmaea</i> Krieg.	п		4			
48. <i>Navicula americana</i> Ehr.	п		2			
49. <i>N. bacillum</i> Ehr.	п		1			
50. <i>N. bacillum</i> var. <i>minor</i> f. <i>trinodis</i> Boye P.	п		2			
51. <i>N. cocconeiformis</i> Greg.	п		1			
52. <i>N. dicephala</i> (Ehr.) W. Sm.	п		2		1	
53. <i>N. pseudoscutiformis</i> Hust.	п	1	1			
54. <i>N. pupula</i> var. <i>capitata</i> Hust.	п		3			
55. <i>N. pupula</i> var. <i>rectangularis</i> (Greg.) Grun.	п	1	3			
56. <i>N. radiosa</i> Kütz.	п-с		1			
57. <i>Pinnularia borealis</i> Ehr.	п	1	1		1	
58. <i>P. braunii</i> (Greg.) Cl.	п		2			
59. <i>P. brevicostata</i> Cl.	п	2	1			
60. <i>P. divergens</i> W. Sm.	п		1			
61. <i>P. gibba</i> Ehr.	п	5	4		1	1
62. <i>P. gibba</i> var. <i>subundulata</i> A. Mayer	п	1				
63. <i>P. hemiptera</i> (Kütz.) Cl.	п	1	1			
64. <i>P. interrupta</i> W. Sm.	п	1	1			
65. <i>P. interrupta</i> f. <i>minor</i> Boye P.	п	4	2			
66. <i>P. isostauron</i> Grun.	п		1			
67. <i>P. lata</i> (Bréb.) W. Sm.	п	1				
68. <i>P. legumen</i> Ehr.	п	1	1			
69. <i>P. major</i> (Kütz.) Cl.	п	1	1			
70. <i>P. major</i> var. <i>hyalina</i> (Hust.) Skabitsch.	п	1				
71. <i>P. mesolepta</i> (Ehr.) W. Sm.	п	1	1		1	
72. <i>P. microstauron</i> (Ehr.) Cl.	п		1			
73. <i>P. microstauron</i> var. <i>brebissonii</i> f. <i>diminuta</i> Grun.	п	1	1			
74. <i>P. nobilis</i> Ehr.	п	1	1			
75. <i>P. nodosa</i> Ehr.	п		2			
76. <i>P. polygonca</i> (Bréb.) O. Müll.	п		1			
77. <i>P. streptoraphe</i> var. <i>minor</i> Cl.	п	2	1			1
78. <i>P. viridis</i> (Nitzsch.) Ehr.	п	3	2		1	1
79. <i>P. viridis</i> var. <i>fallax</i> Cl.	п	1	1		1	
80. <i>P. viridis</i> var. <i>leptogongula</i> (Ehr.) Grun.	п	1	1			
81. <i>Neidium bisulcatum</i> (Lagerst.) Cl.	п	1			1	
82. <i>N. dubium</i> (Ehr.) Cl.	п-с	1				
83. <i>N. iridis</i> (Ehr.) Cl.	п		1			
84. <i>N. iridis</i> var. <i>amphigomphus</i> (Ehr.) V. H.	п	1				
85. <i>N. iridis</i> var. <i>ampliatum</i> (Ehr.) Cl.	п	1	1			
86. <i>Amphora ovalis</i> Kütz.	п		1		1	
87. <i>Cymbella aspera</i> (Ehr.) Cl.	п		1			
88. <i>C. cistula</i> (Hemp.) Grun.	п		1			
89. <i>C. cymbiformis</i> (Ag? Kütz.) V. H.	п		1			
90. <i>C. hebridica</i> (Greg.) Grun.	п	1			1	
91. <i>C. heteropleura</i> Ehr.	п	1				
92. <i>C. heteropleura</i> var. <i>minor</i> Cl.	п	1	1			
93. <i>C. naviculiformis</i> Auersw.	п	4	3			
94. <i>C. turgida</i> (Greg.) Cl.	п		1			
95. <i>C. ventricosa</i> Kütz.	п	1	1			
96. <i>Didymosphenia geminata</i> (Lyngb.) M. Schmid	п	1				
97. <i>Gomphonema acuminatum</i> Ehr.	п		3			
98. <i>G. acuminatum</i> var. <i>coronatum</i> (Ehr.) W. Sm.	п		4			

Название видов	Лито- логия	Торф		Песок		
		г.л. в м.	9,3— 10,5	11,75— 13,0	13,4— 28,0	55,9— 87,3
	эколо- гия	Количественные оценки*				
99. <i>G. constrictum</i> Ehr.	п			1	1	1
100. <i>G. constrictum</i> var. <i>capitatum</i> (Ehr.) Cl.	п	3				
101. <i>G. gracile</i> Ehr.	п	1		1		
102. <i>G. parvulum</i> (Kütz.) Grun.	п-с			1		
103. <i>G. subtile</i> Ehr.	п			2		
104. <i>Epithemia turgida</i> (Ehr.) Kütz.	п-с			1	2	1
105. <i>Ep. zebra</i> (Ehr.) Kütz.	п	1		1		
106. <i>Ep. zebra</i> var. <i>porcellus</i> (Kütz.) Grun.	п			2	2	
107. <i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehr.) Grun.	п	1		1		
108. <i>Surirella angustata</i> Kütz.	п			1		

* Оценки обилия взяты по Вислоуху.

ЛИТЕРАТУРА

- ЗНАМЕНСКАЯ О. М. 1959. Стратиграфическое положение мгинских морских отложений. ДАН СССР, т. 129, вып. 2.
- ЗНАМЕНСКАЯ О. М., ЧЕРЕМИСИНОВА Е. А. 1962. Распространение мгинского межледникового моря и основные черты его палеогеографии. Вопросы стратиграфии четвертичных отложений Северо-Запада Европейской части СССР. Гостоптехиздат.
- ЛАВРОВА М. А., ГРИЧУК М. П. 1960. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. ДАН СССР, т. 135, вып. 6.
- МАЛЯСОВА Е. С. 1960. Результаты применения метода спорово-пыльцевого анализа для стратиграфического расчленения четвертичных отложений Кольского п-ва, Карелии и Карельского перешейка. Сборник по палеогеографии и стратиграфии четвертичных и третичных отложений. Изд. ЛГУ.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. Изд. АН СССР, 1961.

NEW DATA ABOUT THE CONTINENTAL MGA INTERGLACIAL DEPOSITS IN THE CENTRAL PART OF THE KARELIAN ISTHMUS

by

L. F. SOKOLOVA, E. S. MALJASOVA, E. M. VISHNEVSKAJA

SUMMARY

In this article the results of the study of the continental Mga interglacial deposits discovered by the boring in the central part of the Karelian Isthmus at the abs. mark 143,3 m are given. The deposits are repre-

sented by the 3 m thick bed of pit and the 21,7 m lake sand. They lay on the moraine of the Moscow Glaciation and are covered by the Luga Stage moraine of the Valdai Glaciation.

The thermophilous plant's seeds stranging to the present flora of this region have been met in the pit layer. The diatoms belong to the fresh-water flora (108 species).

NEUE BEFUNDE VON KONTINENTALEN ABLAGERUNGEN DER MGA-INTERGLAZIALZEIT IM ZENTRALEN TEIL DER KARELISCHEN LANDENGE

von

L. F. SOKOLOVA, E. S. MALYASOVA, S. M. VISHNIEVSKAYA

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Beitrag sind die Untersuchungsergebnisse der kontinentalen Ablagerungen der Mga-Interglazialzeit (Riss-Würm) angeführt, die in einer Bohrung im zentralen Teil der Karelischen Landenge in der abs. Höhe von 143,3 m entdeckt wurden. Die Mga-Ablagerungen lagern zwischen zwei Grundmoränen der Waldai (Luga) und Moskau Stadia. Die Interglazialablagerungen haben die Mächtigkeit von 24,7 m (3 m Torf und 21,7 m geschichteter Sand). Im Torf sind die Samen der wärmeliebenden Pflanzen erhalten, die in der heutigen Flora nicht vertreten sind. Die Diatomeenalgen (108 Arten) sind die des Süßwassers.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ И ГЕОМОРФОЛОГИИ ДНА ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

В. К. ГУДЕЛИС, Вильнюс

Балтийское море в его современном виде — молодое образование. Начало формирования водоема Балтийского моря относится к беллингу, около 13.000 лет тому назад, когда южная часть современной котловины Балтийского моря была уже освобождена льдом. По мере отступления края ледника воды позднеледниковой Балтики постепенно охватывали все новые пространства на севере и востоке. Современные очертания Балтийское море приобрело в послелиториновое время, точнее говоря, во второй половине лимновой стадии (около 3000 лет тому назад). Конфигурация берегов Балтийского моря определялась сложным, переменным во времени, взаимоотношением между новейшими движениями земной коры и эвстатическими колебаниями уровня в отдельных его частях на протяжении позднепозднеледникового периода. Непосредственными предшественниками современной Балтики являются межледниковые моря. В микулинском (эмском) межледниковье в южной и восточной частях Балтики существовало Эмское или Мгинское море. В последнее время стало известно о находках отложений, по-видимому, более древнего — Гольштинского моря на Самбийском полуострове (Калининградская обл.) и в других местах (Гуделис, 1961, Кондратене, 1966). Южная часть современного Балтийского моря являлась ареной многократных трансгрессий палеогеновых морей, морских водоемов мелового, юрского и более древних геологических времен. На протяжении неогена в современной котловине Балтийского моря господствовал континентальный режим. В ледниковые эпохи плейстоцена котловина Балтийского моря заполнялась льдом.

С точки зрения морфотектоники современную котловину Балтийского моря есть основание подразделить на три части — сектора: Северный, Центральный (Средний) и Южный. Северный сектор охватывает весь Ботнический залив, расположенный в протерозойской синклинали Балтийского щита и ограниченной на юге горстообразным поднятием — порогом Аландских островов, который представляет собою

промежоточную зону. К Центральному сектору мы относим Финский залив и расположенную южнее территорию котловины до линий Кошалин (польское побережье) — Борнхольм-Сконе. В этой полосе проходит тектонический рубеж между докембрийской Восточно-Европейской платформой (Русской плитой) и варисийской платформой Средней Европы. Остальная часть Балтийской котловины относится к Южному сектору. Все эти три части котловины Балтийского моря разновозрастны и неоднородны как в отношении геологического строения и геоморфологии дна, так и морфогенеза (рис. 1).

В дальнейшем мы будем подробнее говорить только о Центральном секторе Балтийского моря, который с восточной стороны непосредственно примыкает к Прибалтике и неразрывно связан с нею геолого-геоморфологический общностью, а также историей палеогеографического развития.

Геологическое строение дна. Центральный сектор Балтийского моря расположен в основном в области распространения Русской плиты, за исключением сравнительно узкой полосы дна северной половины Финского залива и дна Балтики южнее порога Аландских островов. В пределах подводной части Русской плиты в Центральном секторе следует выделить следующие тектонические структуры первого порядка: северо-западный и западный склоны Балтийского щита, северо-западный и западный борты Польско-Литовской и Германо-Польской синеклиз. На польском побережье в районе Лебы обнаружено приподнятое продолжение Балтийского щита, которое, по всей вероятности, имеет связь с выходом докембрийского основания в районе бухты Ханё и отделено от последнего зоной широтного прогибания.

Из-за отсутствия глубокого бурения в море и сравнительно редкой ее сети на побережьях, в данное время затруднительно установить более точные границы этих структурно-тектонических форм.

Рижский залив, а также вся восточная половина Центрального сектора дна, примерно от линии, идущей через Ирбенский пролив до острова Готланд на юг, расположены на северо-западном и западном бортах Польско-Литовской синеклизы (Балтийской впадины). Остальная часть принадлежит подземному склону Балтийского щита.

Докембрийский кристаллический фундамент Балтийского щита плавно, в виде широкой пенеппенизированной флексуры погружается под чехлом осадочной толщи Русской плиты (рис. 2). Однако, в некоторых местах эта флексура переходит в тектонические разломы и сбросы (вершина Финского залива и возможно в некоторых участках дна между Готландом и порогом Аландских островов).

В пределах Польско-Литовской синеклизы дна Балтийского моря кристаллический фундамент залегает на глубине от 3000 м в Гданском заливе до 500—600 метров на северо-западном и западном бортах. В области распространения подземного выступа Балтийского щита мощность осадочных пород меняется в пределах от 0 до 500—600 метров. Наибольшим градиентом погружения кристаллического фундамента отличаются

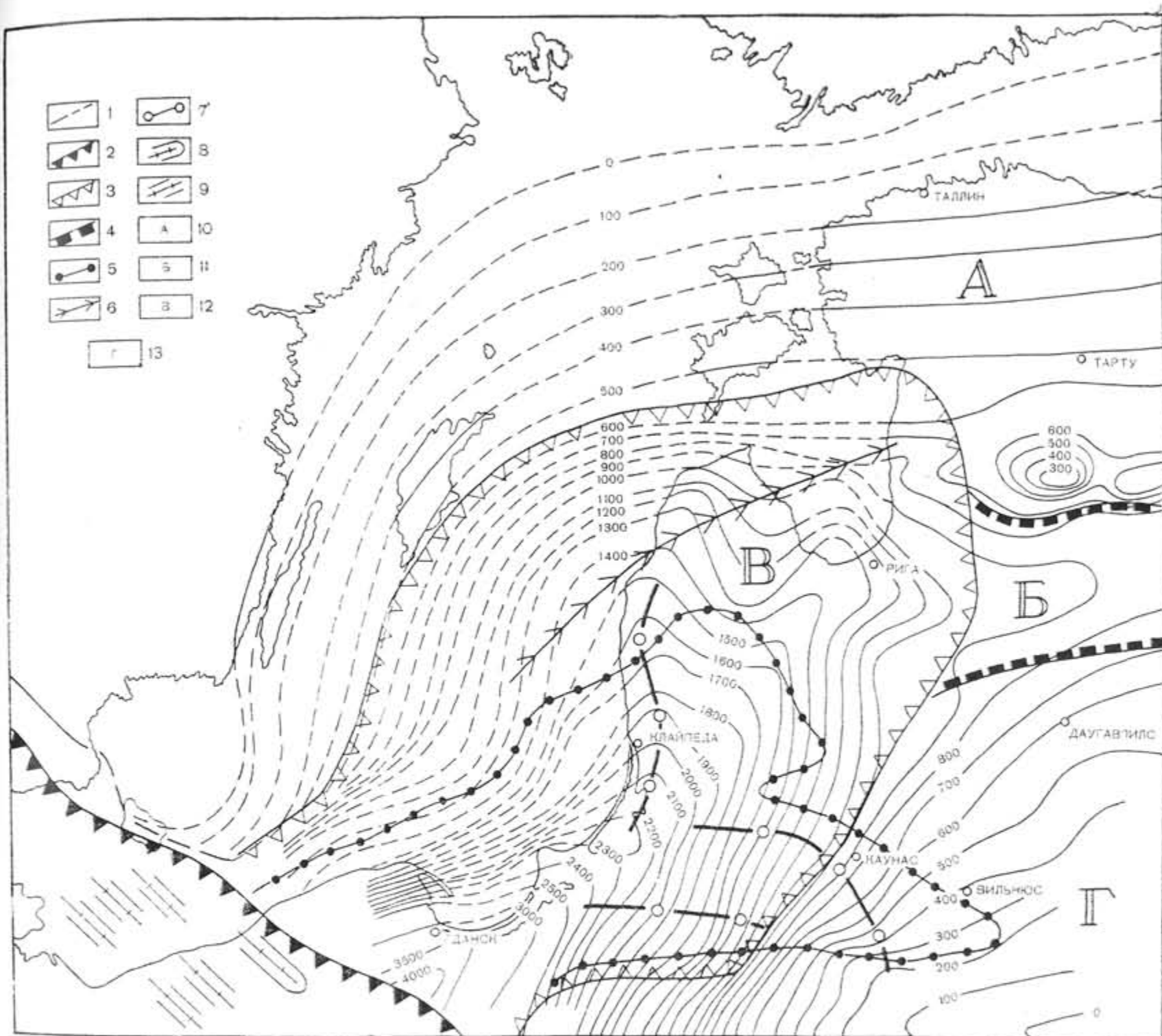


Рис. 1. Докембрийский кристаллический фундамент и основные тектонические структуры Восточной Прибалтики и дна Центрального сектора Балтийского моря (В. Гуделис, 1953).
 1 — субицизия кристаллического фундамента; 2 — Юго-западная граница Восточно-Европейской платформы; 3 — границы Балтийской впадины каледонского возраста; 4 — границы Латвийского прогиба; 5 — границы Польско-Литовской синеклизы послегерцинского времени; 6 — ось тектонического прогиба в пределах Балтийской впадины; 7 — ось тектонического прогибания герцинского и послегерцинского времени; 8 и 9 — положительные и отрицательные структуры 2-го порядка; 10 — южный склон Балтийского щита; 11 — Латвийский прогиб (синеклиза); 12 — Балтийская впадина, включающая в себя Польско-Литовскую синеклизу; 13 — Белорусско-Мазурская синеклиза; включая Литовский склон этой синеклизы.

северо-западный склон Польско-Литовской синеклизы, а также приносевая часть ее в пределах Гданского залива.

На кристаллическом фундаменте залегает мощная толща нижнепалеозойских осадочных пород, наибольшие мощности которых сосредоточены в понижениях докембрийского фундамента, в частности, в приосевой части Польско-Литовской синеклизы (до 1,5 км). На склоне Балтийского щита залегает толща нижнепалеозойских пород, в основном, ордовика и силура, которые выходят на поверхность или прикрыты мало мощным чехлом четвертичных отложений на большей части дна Центрального сектора (рис. 2). В восточной части Центрального сектора мощность осадочного покрова сильно увеличивается, а в разрезе появляются сначала девонские, а затем более молодые мезозойские и кайнозойские отложения. Это хорошо прослеживается двигаясь от южной оконечности о. Готланд по направлению к Самбийскому полуострову. По мере приближения к берегам южной Прибалтики на дне моря более древние отложения полособразно сменяются все более молодыми до неогеновых включительно. В южной половине Центрального сектора Балтики, примерно от широты г. Клайпеда — о. Борнхольм развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения. Мощность мезозойских и палеогеновых отложений увеличивается на запад и юго-запад.

Коренные породы прикрываются, преимущественно, четвертичными отложениями различной мощности. Среди голоценовых отложений большей мощностью отличаются позднеледниковые. Во многих местах голоценовые осадки отсутствуют и там дно представлено коренными, ледниковыми или водноледниковыми отложениями (глины, пески, гравий). Мощность послеледниковых (голоценовых) осадков в среднем составляет 2—3 м, только в более глубоких котловинах (Гданский залив) достигает 5—6 метров.

Геоморфология дна. Балтийское море по классификации Д. Г. Павнова (1963) принадлежит к категории так называемых морей платформенной морфоструктуры, точнее, платформенных впадин. Балтика — мелководное море, средняя его глубина составляет 86 м (Gudelis, 1960). В центральном секторе преобладающими являются глубины до 100 м. Глубины от 100 до 200 м приурочены к Среднебалтийской депрессии и к некоторым однако ограниченным участкам дна Финского и Гданского заливов. В пределах Среднебалтийской депрессии имеется ряд замкнутых впадин, глубина которых превышает 200 метров. Это глубочайшая впадина Балтики — Ландсорт (—459 м), впадины Форё (—205 м) и Клинте-Банк (—245 м).

На территории дна Центрального сектора Балтийского моря можно выделить следующие крупные отрицательные морфологические элементы. Среднебалтийскую депрессию, котловины Финского, Рижского, Гданского заливов, Слупский желоб и Борнхольмскую котловину. Приподнятый участок дна, образуемый островами Коппарстанерне, Готска-Сандё, Готланд и банками Хоборг, Северная-Средняя и Южная-Средняя развет-

влет Среднебалтийскую депрессию на две части: Североготландскую и Восточнотландскую котловины. Северо-восточнее о. Готска-Сандё они сливаются воедино, а отрог Среднебалтийской депрессии примыкает к горлу Финского залива.

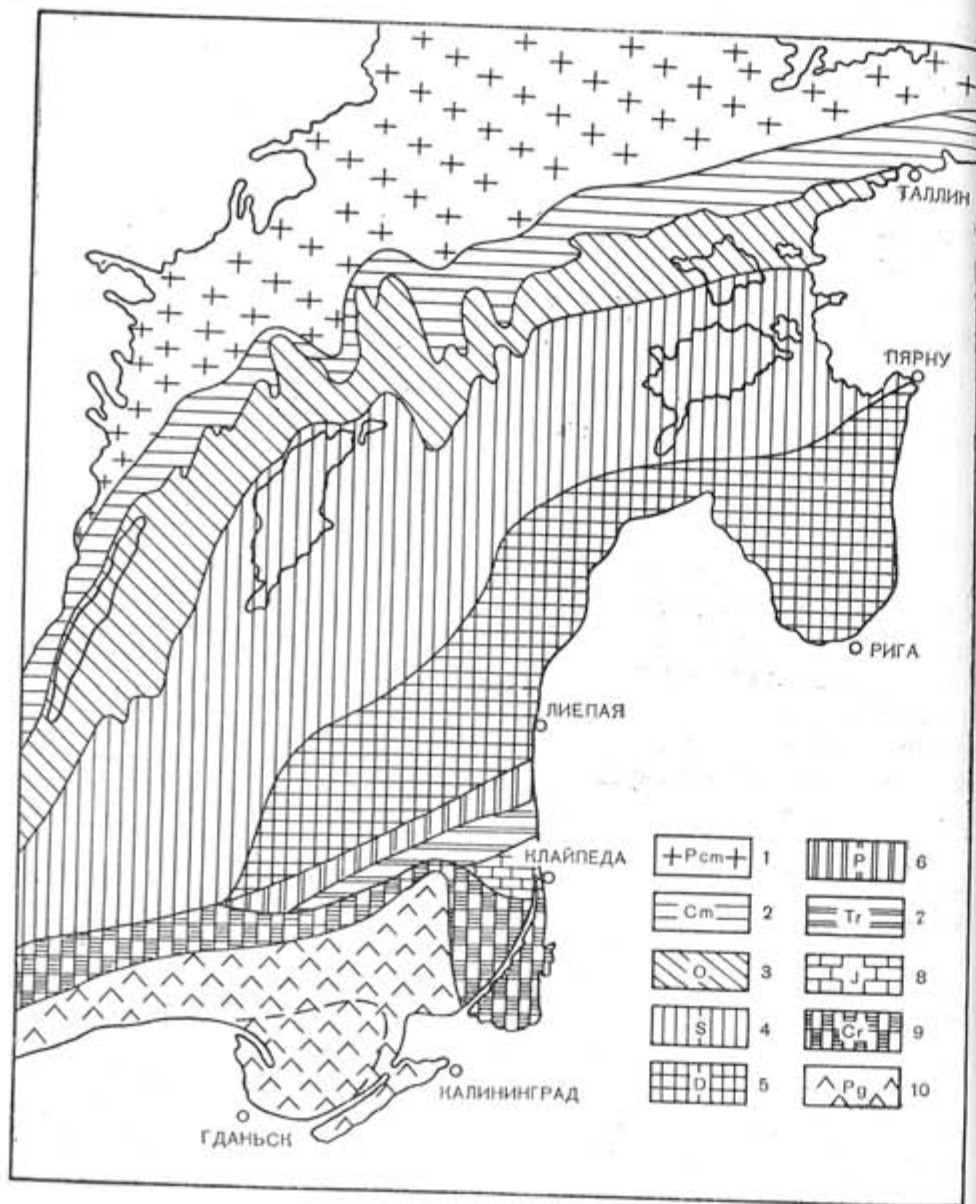


Рис. 2. Геологическая схема коренных пород на дне Центрального сектора Балтийского моря (В. К. Гуделис, 1968)

Остальная территория дна занята прибрежной отмелью (до глубины — 50 м) и подводными равнинами или холмисто-грядовыми поверхностями, залегающими на глубине 50—100 м.

Все вышеперечисленные крупные элементы морфологии дна являются морфоструктурами, заложенными в разное время тектонического развития Восточно-Европейской платформы.

Современный рельеф дна Центрального сектора является наложенным на основные элементы древнего наземного, в основном, эрозивно-денудационного рельефа неогенового времени, который в течение четвертичного периода претерпел осложнения и некоторые видоизменения в связи с деятельностью ледников, эрозией и аккумуляцией водноледниковых потоков, абразией и аккумуляцией древних водоемов Балтийского моря.

Однако, эти преобразования, имевшие место в четвертичном периоде, не были в состоянии уничтожить унаследованные крупные элементы рельефа. Их роль, в основном, свелась к общему нивелированию контрастности рельефа, путем среза и сглаживания выступов и заполнения пониженных участков рельефа. Тем не менее в некоторых местах ледниковая деятельность привела к образованию и более крупных как положительных, так и отрицательных форм рельефа.

В зависимости от результирующего взаимодействия эвстатического и тектонического факторов развитие отдельных частей Центрального сектора Балтики шло по-разному. Если для северной части данного сектора послеледниковье было периодом поступательного, хотя и прерывистого, понижения уровня моря (регрессия), то в южной части события имели обратный ход развития (трансгрессия).

В позднеледниковом времени обстановка была другой. Южная часть Балтики находилась в условиях суши, в то время как северная ее часть затоплялась водами позднеледниковых водоемов. Поэтому талассократический, т. е. субаквальный режим в разных частях данной территории господствовал в различное время и имел неодинаковую продолжительность, что не могло не найти отражения в развитии рельефа дна соответствующих участков моря. В связи с этим в прибрежной полосе дна северной части преобладает абразионный рельеф, а на юге — аккумулятивный. В южной части Центрального сектора дна послеледниковая трансгрессия привела к образованию пологих аккумулятивно-абразионных равнин, которые, по сути дела, являются серией одна над другой расположенных подводных террас, местами ограниченных уступами. На дне юго-восточной Балтики прослеживаются древнебереговые линии, начиная от позднеледникового Иольдиевого моря вплоть до уровня 1-ой Литориновой трансгрессии, на глубинах от —75—80 м и до —12—10 м.

Современный рельеф дна Центрального сектора Балтийского моря представлен подводными равнинами различного морфологического облика и генезиса.

Они могут быть подразделены на ряд генетических типов:

1. *Аккумулятивно-абразионные прибрежные равнины:*
 - а) абразионные равнины местами с сохранившимися аккумулятивными или эрозийными формами.

- б) аккумулятивные наклонные.
- в) аккумулятивно-абразионные с останцами моренно-грядового и эрозионного рельефа.
- 2. Моноклиальные ступенчатые (куэстовые) равнины с унаследованным эрозионно-денудационным наземным рельефом.
- 3. Аккумулятивные равнины подводных котловин:
 - а) плоские
 - б) субгоризонтальные
- 4. Всколмленные (расчлененные) аккумулятивно-абразионные равнины с унаследованным холмисто-грядовым ледником рельефом.

Распространение генетических типов рельефа показано нами на геоморфологической схеме дна Центрального сектора Балтийского моря (рис. 3).

Аккумулятивно-абразионные прибрежные равнины широкой полосой с глубинами до -50 м, окаймляют материк и острова. В вершине Финского залива эта равнина имеет преимущественно аккумулятивный характер. Вдоль северных берегов Эстонии она суживается и становится в основном абразионной. Особенно широко абразионная равнина-платформа развита в пределах западноэстонского архипелага, где из-за маломощности четвертичного осадочного покрова на дне обнажаются карбонатные породы ордовика и силура. Северо-западнее о. Саарема на этой равнине прослеживаются древнеэрозионные формы.

Рижский залив представляет собою аккумулятивную равнину, сложенную ледниковыми и позднеледниковыми отложениями. Они заполняют чашеобразное понижение (синклиналь) в девонских породах. Таким образом, современное положение Рижского залива было предопределено тектоникой, затем последовало ее расчленение и размыв речными водами в дочетвертичное время. Ледники плейстоцена путем эгзарации и выполаживания расширили ее и прикрыли мореной. Отложения приледниковых и морских позднеледниковых водоемов привели к еще большему выполаживанию и нивелированию дна. Недавно проведенные геоакустические исследования в вершине Рижского залива дали возможность установить проявление новейших движений, создавших трогообразные структуры с амплитудой опускания в $10-15$ м и ширине грабен до $1,5$ км (Ульст, Берзинь, Абрамов, 1963). Эти движения имели место в готигляциале.

Вдоль берегов западной Латвии, Литвы и Калининградской области РСФСР внешний контур абразионно-аккумулятивной прибрежной равнины очень изрезанный. Верхняя часть этой равнины до глубины $10-15$ метров имеет наклонную поверхность и представляет собой подводный береговой склон современного морского берега. Его слагает толща морских наносов, мощность которых увеличивается по направлению к береговой линии.

Нижняя часть прибрежной равнины преимущественно абразионного и эрозионного (придонные течения) характера. Во многих местах она

осложнена размытыми формами ледникового и водноледникового холмисто-грядового рельефа (банки Кярамадал, Березина, Вникова, мель Михайловская — против Ирбенского пролива, банка Спон к СВ от Вентспилса). Многочисленны конечно-моренные гряды в районе между г.г. Линая и Клайпеда. Конечно-моренные гряды были оставлены отступающим ледником померанской стадии последнего оледенения.

Во многих местах нижний склон прибрежной равнины усеян полями валунов и покрыт валунно-гравийными отложениями. Расширение абразионной равнины на ЮЗ между г.г. Линая и Клайпеда следует, по-видимому, объяснить структурно-тектоническим предопределением. Здесь проходит в море продолжение так называемого Линаяского поднятия. На дне моря на северо-запад от косы Куршю Нярия прослеживается долинообразная пологосклонная ложбина, которая, по всей вероятности, является прадолиной р. Нямунас (Gudelis, 1955). Прибрежная мель, окаймляющая Самбийский полуостров с севера и запада, представляет собою абразионную, слегка наклонную равнину — платформу, со сохранившимися в некоторых местах остатками ледниково-аккумулятивных и эрозионных форм.

Гданский залив является также сложным геоморфологическим элементом. Образование ложа залива было в определенной мере обусловлено тектоникой коренных пород, а затем оно подверглось видоизменению позднейшими процессами эрозии, ледникового выполаживания, аккумуляции и абразии. Прибрежная равнина Гданского залива представляет собой наклонную абразионно-аккумулятивную равнину, которая примерно на глубине -50 м обрамлена высоким подводным клифом, отделяющим котловину Гданского залива от прибрежной равнины. Прибрежная равнина представлена несколькими поверхностями абразии и аккумуляции ранних фаз развития Балтийского моря, начиная с добореального Иольдиевого моря. На ней имеются сохранившиеся до сих пор следы эрозионных и ледниковых форм наземного происхождения.

На Западно-Поморском побережье Польши прибрежная равнина глубоко внедряется в море, охватывая крупную мель, так называемую Слупскую банку, с глубинами от -8 до -18 метров. Интересно отметить, что расширенная полоса прибрежной отмели в данном месте соответствует так называемому Лебскому поднятию, что не исключает ее структурно-тектонического предопределения. Здесь развита аккумулятивно-абразионная равнина с останцами моренно-грядового и эрозионного рельефа, связанного своим происхождением с останковками отступающего края померанского ледника.

Прибрежная отмель вдоль южных и восточных берегов Швеции представлена денудационной поверхностью кристаллических пород, только местами прикрытых маломощной толщей нижнепалеозойских и четвертичных отложений. Это — преимущественно скальные, в сильной степени ледником обработаны, однако абразией мало затронуты прибрежные отмели. Вокруг о. Готланд и Эланд развиты абразионные плат-

формы, выработаны в коренных (ордовико-силурийских) породах и осложнены останцовыми формами ледниковой аккумуляции.

Моноклиальные ступенчатые равнины с унаследованным эрозионно-денудационным рельефом широко и рельефно представлены в Сред-

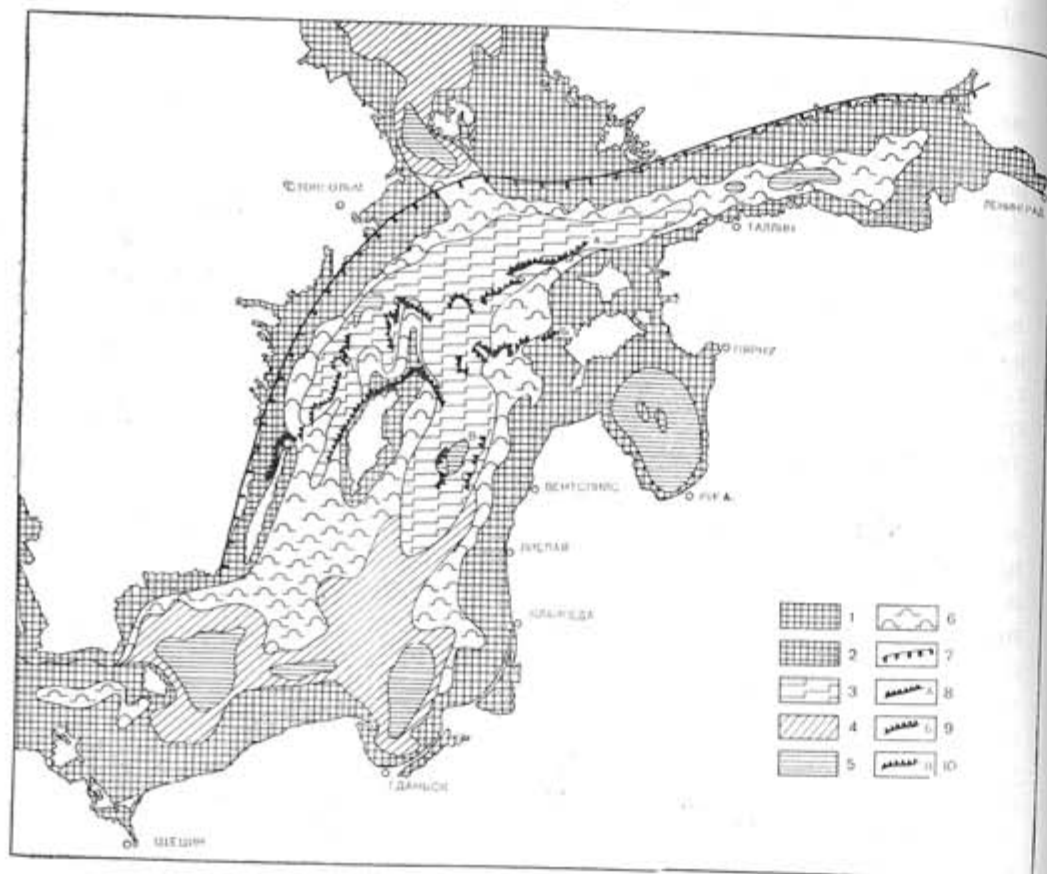


Рис. 3. Карта морфогенетических типов рельефа дна Центрального сектора Балтийского моря (В. К. Гуделис, 1968)

1 — абразионные равнины, местами с реликтами наземного аккумулятивного или эрозионного рельефа; 2 — прибрежные, аккумулятивные, наклонные равнины, местами с реликтами аккумулятивного и эрозионно-абразионного рельефа; 3 — моноклиальные, ступенчатые (куэстовые) равнины; 4 — субгоризонтальные аккумулятивно-абразионные равнины подводных котловин; 5 — плоские аккумулятивные равнины подводных котловин; 6 — всхолмленные аккумулятивно-абразионные равнины с унаследованным холмисто-грядовым ледниковым рельефом; 7 — краевая флексура Фенноскандии; 8 — ордовикский глинт; 9 — силурийский глинт; 10 — девонский глинт

небалтийской депрессии. Здесь распространен куэстовый подводный рельеф, выработанный в нижнепалеозойских и частично (на ЮВ) в девонских породах (Giere, 1938; Martinsson, 1958). Образование основных черт куэстового подводного ландшафта следует отнести к третичному периоду, когда в связи с поднятием земной коры древние пенепленизированные поверхности приобрели моноклиальное залегание и были затем подвержены субсквентному и обсквентному расчленению эрозионной сетью. На отдельных участках простирания уступов они, по всей вероятности, сопровождаются тектоническими разломами.

Североготландская впадина расположена в пределах развития кембро-ордовикских пород. Здесь куэстовый рельеф выражен наиболее контрастно. К югу, т. е. в основном в пределах северной части Восточнотландской впадины, куэстовый рельеф выработан в силурийских породах, которые находят свое наземное продолжение в высоком глинте о. Готланд.

Деятельность ледников и талых ледниковых вод, несомненно, в определенной степени видоизменила доледниковый куэстовый рельеф (отступление уступов — глинта, расширение и углубление понижений, эзгарация возвышенных участков, образование ледниковых и водно-ледниковых форм и т. п.). Доледниковый рельеф Среднебалтийской депрессии оказал существенное влияние на движение ледников и распределение ледниковых отложений. Субмеридиональное поднятие (б-ка Коппарстенарне — о. Готска Сандё-Готланд) служило мощным ледоразделом, в то время как депрессия — воротами для продвижения масс льда.

Североготландская впадина от Восточнотландской отделена порогом прерывистой возвышенности дна, сложенной ледниковыми отложениями и расположенной в широтном направлении от о. Готска Сандё до о. Саарема.

Полоса мощной ледниковой и водноледниковой аккумуляции прослеживается от б-ки Коппарстенарна, через о. Готска-Сандё, риф Сальворев до б-ки Клинте-Банк, на восток от Готланда.

Куэстовый рельеф Среднебалтийской депрессии в южном направлении постепенно сглаживается и исчезает.

Дно Среднебалтийской депрессии сравнительно ровное и покрыто илом и глинистым илом. На склонах депрессии распространен песчаный ил. Там обнаруживаются выходы коренных пород и ледниковых отложений. Большая часть Восточнотландской впадины, котловины Гданского залива, Слупской ложбины и Борнхольмской котловины заняты плоскими аккумулятивными равнинами, поверхность которых покрыта иловыми осадками.

Впадина Ландсорта и наиболее глубокие замкнутые котловины Восточнотландской впадины (Форё и восточнее б-ки Клинте-Банк) являются тектоническими формами. Юго-западная часть Борнхольмской котловины, по-видимому, тоже обрамлена зоной тектонических нарушений. Наиболее глубокое место этой котловины (108,5 м) расположено к югу от о. Христиансё на расстоянии всего только 5000 м от берега. Здесь дно имеет наибольший уклон во всей южной Балтике, достигающий 30—45° (Schmidt, 1962).

Всхолмленные (расчлененные) аккумулятивно-абразионные равнины с унаследованным холмисто-грядовым ледниковым рельефом распространены на большой территории к югу от о. Готланд, на северной окраине Среднебалтийской депрессии и в Финском заливе. Особенно мощно развиты формы ледниковой и водноледниковой аккумуляции к югу от Готланда (б-ка Хоборг, б-ки Сев. Средняя, Южная Средняя). Усиленная

аккумуляция ледниковых отложений в этом районе обусловлена накоплением его в теневой части Готланда, который служил преградой на пути продвижения льда. Некоторые грядовые маргинальные формы возникли здесь во время отступления последнего ледника. На дне этих всхолмленных равнин преобладают гравийно-песчаный материал, с выходами морены и скоплениями валунов.

Современные морфогенетические процессы, протекающие на морском дне (эрозия придонными течениями, деятельность воли и волновых течений, процессы аккумуляции) в основном сказываются на выполаживании неровностей дна и ограничены созданием микро- и мезоформ подводного рельефа. Наиболее интенсивно перестройка дна идет только в пределах подводного склона современной береговой зоны.

ЛИТЕРАТУРА

- GIERE, W.: 1938. Die Entstehung der Ostsee. Königsberg. Pr.
GUDELIS, V.: 1955. Lietuvos pajūrio geologinės raidos vėlyvajame glaciale ir postglaciale (holocene) pagrindiniai etapai. VVU Darbai, t. VIII, Vilnius.
GUDELIS, V.: 1960. Baltijos jūra. Fizinė-geografinė apybraiža. Vilnius.
MARTINSSON, A.: 1958. The submarine morphology of the Baltic Cambro-Silurian area. Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala, vol. XXXVIII.
SCHMIDT, H.: 1962. Christiansö (Ertholmene) die südlichste Schärengruppe Skandinaviens. Beiträge des Naturkundemuseums Stralsund, Bd. 1.
ГУДЕЛИС В. К.: 1959. Геологические и физико-географические условия залива Куршо Марес и территории, окаймляющей залив. «Куршо марес», Вильнюс.
ГУДЕЛИС В. К.: 1968. Основные черты рельефа дна Центрального сектора Балтийского моря. Геоморфология СССР, т. 1, Москва (в печати).
КОНДРАТЕНЕ О. П.: 1966. Морские межледниковые отложения на Самбийском полуострове (Калининградская обл.). Сб. Палинология в геологических исследованиях Прибалтики. Вильнюс.
ПАНОВ Д. Г.: 1963. Морфология дна Мирового океана. Изд. АН СССР, Москва.
УЛЬСТ В. Г., БЕРЗИНЬ Л. Е., АБРАМОВ Е. П.: 1963. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. Baltica, т. 1, Вильнюс.

[Поступило 2.2.1968]

MAIN FEATURES OF GEOLOGY AND BOTTOM TOPOGRAPHY OF THE MID-BALTIC SEA

by

V. GUDELIS

SUMMARY

The geological structure and the bottom topography of the Mid-Baltic Sea are the main topics of this article. After describing the tectonic elements and the pre-Cambrian basement follows the more extensive ana-

lysis of the pre-Quaternary surface. The bottom topography of the Mid-Baltic, the origin and evolution of the main submarine relief elements stand in the focus of the second half of the article.

The tectonics, the pre-Quaternary basement and the morphogenetic types of the submarine relief of the Mid-Baltic are represented in corresponding maps (Fig. 1, 2, 3).

GRUNDZÜGE DER GEOLOGIE UND BODENGESTALTUNG DER MITTLEREN OSTSEE

von

V. GUDELIS

ZUSAMMENFASSUNG

Der geologische Bau und die rezente Bodengestaltung des zentralen Teiles der Ostsee stehen im Brennpunkt dieses Aufsatzes. Nach der Beschreibung der grosstektonischen Elementen und des präkambrischen Untergrundes folgt die mehr eingehende Schilderung der präquaternen Oberfläche. Die Bodengestaltung der Mittleren Ostsee, die Entstehung und Weiterentwicklung der grossen Relfeelementen gehören dem zweiten Problemkreis des Aufsatzes.

Die Tektonik, der präquaternen Untergrund und die morphogenetische Typen des Bodenreliefs der Mittleren Ostsee sind in entsprechenden Schemen dargestellt (Abb. 1, 2, 3).

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А. И. БЛАЖЧИШИН, М. М. УСОНИС, Калининград, Вильнюс

Юго-восточная часть Балтийского моря является одним из наиболее интересных районов этого мелководного замкнутого водоема. Этот район интересен прежде всего тем, что процессы современного осадконакопления происходят здесь под явным влиянием абразии берегов. При разрушении берегов Самбийского полуострова, цоколь которого сложен третичными глауконитовыми породами, в осадки поступают зерна различных индикаторных минералов, изучив распределение которых можно выявить основные пути транспортировки, степень механической и минералогической дифференциации и дальность проникновения осадочного материала в платформенном типе водоемов.

Исследования, проведенные до настоящего времени в этой части Балтийского моря, касались, в основном, изучения берегов и береговых процессов. Общие сведения о геологическом строении побережья и береговой зоны содержатся в работах немецких исследователей (Tornquist, 1910; Pratje, 1932, 1948, 1956 и др.). Наиболее важными для нас являются работы О. Пратье, который исследовал механический и минералогический состав донных отложений у берегов Самбийского полуострова и установил связь между характером покрытия дна и абразией берегов и вдольбереговыми течениями (Pratje, 1932). В более поздних работах О. Пратье приводит карты и описания донных осадков и для более обширной акватории центральной Балтики (Pratje, 1948, 1956).

Наиболее интенсивно юго-восточная часть Балтийского моря стала изучаться в последние 10—15 лет. Исследования береговой зоны с изучением минералогии береговых отложений, начиная с 1950 г., проводит коллектив литовских геологов во главе с В. К. Гуделисом (Гуделис, 1960; Стаускайте, 1962, 1966 и др.). Изучение вдольберегового перемещения наносов в связи с заносимостью портов проводилось Р. Кнапсом (Кнапс, 1952), а изучение процессов концентрации тяжелых минералов — В. Ульстом (Ульст, 1963). Большие по объему геологические работы с 1960 г.

проводит Институт океанологии АН СССР и его Атлантическое отделение (АО ИОАН). Эти исследования касаются изучения динамики береговой зоны (Бойнагрян, 1966; Болдырев, 1966; Филимонов, 1966 и др.), донных осадков и взвеси (Емельянов, 1968; Блажчишин, Емельянов, 1969 и др.).

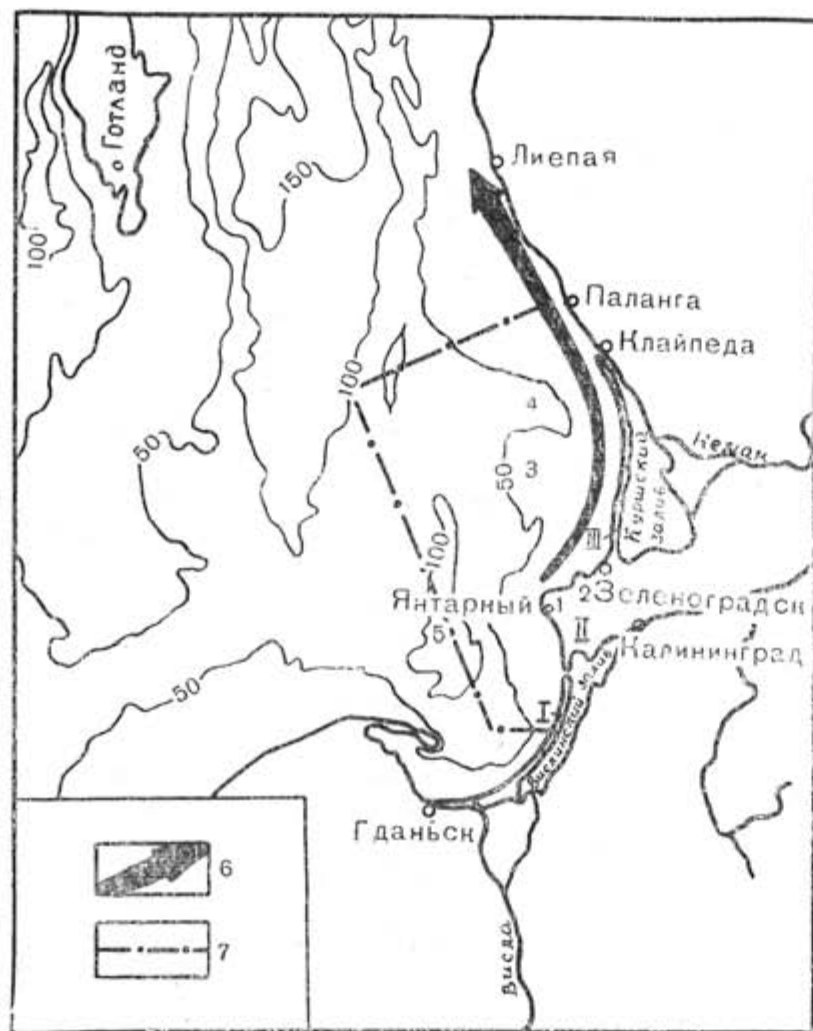


Рис. 1. Район работ

1 — Вислинская коса, II — Самбийский полуостров, III — Куршская коса
 1 — мыс Таран, 2 — мыс Гвардейский, 3 — плато Рыбачий-Расите, 4 — долина пра-Немана, 5 — Гданьская впадина, 6 — Восточно-Балтийский поток наносов, 7 — границы района

Материалом для настоящей работы послужили сборы проб донных осадков в экспедициях АО ИОАН на и/с «Профессор Добрынин» (1965—1967 г.г.). В юго-восточной части Балтийского моря в этих экспедициях получено более 400 проб донных осадков дночерпателем, прямоточной и вибропоршневой трубками. В 287 из них определен гранулометриче-

ский состав (аналитики Журавлева Г. В. и Панихина А. И.). Минералогическому анализу подверглись 187 проб мелкопесчаной и крупноалевритовой фракции (150 станций), а также 12 проб аллювия, моренных суглинков и третичных пород Самбийского полуострова. Разделение минералов проводилось в бромформе (уд. вес 2,9). Минеральный состав фракций изучался авторами в иммерсионных препаратах, а большая часть проб мелкого песка была подвергнута электромагнитной сепарации (анализы выполнены в лаборатории Тематической экспедиции СЗГУ, г. Ленинград).

Авторы считают своим долгом поблагодарить лаборантов АО ИОАН Е. В. Иоинна, Г. В. Журавлеву и А. И. Панихину за помощь в аналитических работах и в оформлении статьи и выразить глубокую признательность научному руководителю работ Е. М. Емельянову и В. П. Петелину за ценные советы при подготовке настоящей работы.

1. Условия питания осадочным материалом

Юго-восточная часть Балтийского моря охватывает мелководную зону у побережья Вислинской косы, Самбийского полуострова и Куршской косы и глубоководную зону в пределах северо-восточной части Гданьской впадины (рис. 1).

Большая часть водосборной площади юго-восточной Балтики в орographicком отношении представляет собой слабо всхолмленную равнину, несущую следы ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции. Реки района, в основном, относятся к бассейнам двух крупных артерий — Вислы и Немана (рис. 1). По имеющимся данным твердый сток всех рек водосбора составляет 4 млн. т/год. По нашим ориентировочным подсчетам основная часть твердого материала улавливается в мелководных Вислинской и Куршской лагунах (1,7 млн. т/год) и отлагается в районе дельты Вислы и западной части Гданьского залива (1,3 млн. т/год). Непосредственно же в море (в границах участка, указанного на рис. 1) ежегодно поступает всего лишь около 1,0 млн. т этого материала.

Другим источником осадочного материала являются абразионные берега Самбийского полуострова, сложенные плейстоценовыми моренами и межморенными отложениями, а местами и третичными песчаноалевритовыми породами. По В. Р. Бойнагрю (1966) Самбийский полуостров только на участках активного клифа длиной 20 км (рис. 2) ежегодно теряет 150—200 тыс. м³ породы, или в среднем около 0,35 млн. т. С учетом размыва прикорневой части Куршской косы и размыва (во время сильных штормов) участков отмершего клифа* объем материала,

* По наблюдениям Ю. Шуйского (устное сообщение) во время исключительно сильного шторма 17—18 октября 1967 г. берег прикорневой части Куршской косы отступил в среднем на 10 м — на участке длиной 25 км было размывто и вынесено в море около 0,8 млн. т. породы.

поступающего при абразии берегов, увеличивается примерно до 0,50 млн. т/год.

Большое количество обломочного материала выбрасывается в море с пульпой Янтарного комбината (поселок Янтарный, рис. 1). За 15 лет (1950—1964 г.г.) выбросы пульпы составили 13 млн. м³ породы (Бойнагрян, 1966) или более



Рис. 2. Количественное распределение взвеси (горизонт-поверхность) в юго-восточной части Балтийского моря в г/м³ (по Е. М. Емельянову, 1968)

1 — <1; 2 — 1—2; 3 — 2—3; 4 — 3—4; 5 — >4; 6 — активный клиф; 7 — отмерший клиф

зернистыми отложениями; подводный береговой склон с зоной подводных валов, где аккумулируется более грубый осадочный материал (песчаный и крупноалевритовый).

Для Балтийского моря характерна круговая циркуляция вод. Более соленая и теплая вода, поступающая из Северного моря, при движении на север постепенно опресняется и охлаждается и в районе Ботнического залива создается течение, направленное вдоль западного побережья моря на юг. В виду того, что течение вдоль берегов Восточной Прибалтики следует в направлении с юга на север, перенос осадочного материала осуществляется преимущественно в этом направлении. Транс-

нагрян, 1966) или более 1,5 млн т/год, что сопоставимо с объемом твердого стока Вислы (2 млн. т.). Таким образом, решающая роль в питании осадочным материалом юго-восточной Балтики принадлежит не рекам, а абразии берегов и выбросам материала пульпы.

Распределение на дне терригенного осадочного материала происходит в соответствии с рельефом дна и гидродинамическим режимом. Наиболее характерными формами рельефа данного участка моря являются: глубоководная Гданьская впадина (глубина до 115 м) и подводные долины (долина пра-Немана и долинообразное понижение севернее Самбийского полуострова), улавливающие тонкий пелитовый и алевритовый материал; мелководное плато напротив Куршской косы (плато Рыбачий-Расите), покрытое реликтовыми грубо-

портировка и осаждение взвешенного материала в прибрежной зоне происходит в условиях постоянного волнения. По данным Р. Кнапса (1966) взмучивание и перемещение материала донных осадков во время сильных штормов проявляется до глубин 20—30 м, а по другим косвенным данным — до 50—60 м.

В динамике песчаных побережий, каким является побережье юго-восточной Балтики, главная роль принадлежит вдольбереговому течению (Зенкович, 1962). В связи с преобладанием ветров западных румбов у Самбийского полуострова создается мощный Восточно-Балтийский поток наносов, переносящий ежегодно от 100 тыс. до 1 млн. м³ осадочного материала (Кнапс, 1966). Емкость потока наносов регулируется интенсивностью абразии берега и объемами выброса пульпы Янтарного комбината. Основной поток наносов от мыса Таран следует на восток, а затем с изменением экспозиции берега по отношению к господствующему волнению — на север (рис. 1). Наличие этого вдольберегового потока осадочного материала было подтверждено и данными о концентрации взвешенного материала. Как оказалось, наибольшие концентрации взвеси в поверхностном слое воды приурочиваются к абразионным берегам, к проливам и к месту выброса пульпы Янтарного комбината (рис. 2). Наиболее мутные воды (более 2 мг/л взвеси) обычно локализованы на небольшом расстоянии от берега и их направление, в основном, подчинено вдольбереговому течению. У северных берегов Самбийского полуострова на северо-восток прослеживаются не один, а три языка мутных вод, из которых два (от мысов Таран и Гвардейский) отбрасываются в море, а один прижимается к берегу Куршской косы (рис. 2). Концентрация взвеси с глубиной резко уменьшается, но в придонном слое снова несколько увеличивается. Для питания осадочным материалом главное значение имеет поверхностный слой и в меньшей степени — придонный (Емельянов, 1968).

У абразионных берегов взвесь исключительно терригенная, в то время как в Клайпедском проливе она на 50% состоит из биогенного материала (главным образом, диатомового планктона), поступающего из Куршского залива. В открытых частях моря роль биогенных компонентов во взвеси возрастает, а роль терригенного материала уменьшается.

2. Типы осадков юго-восточной части Балтийского моря и особенности их гранулометрического состава

В юго-восточной части Балтийского моря распространены все гранулометрические типы донных осадков: от валунов и гравийно-галечных отложений до тонких пелитовых илов (рис. 3).

Валунно-галечные и гравийно-галечные отложения обычно покрывают маломощным слоем (0—10 см) обнажения плейстоценовых морен. Эти осадки распространены у абразионных берегов Самбийского полуострова и у южной части Куршской косы на глубинах до 20—27 м. На

больших глубинах (до 40—45 м) они встречаются лишь в пределах плато Рыбачий-Расите.

Примерно половину всей площади дна изучаемого участка моря (глубины до 50—60 м) занимают пески (рис. 3), из которых мелкозернистые преобладают в северной части района, а средне- и крупнозернистые — в южной. Глубоководные пески (и гравийно-галечные осадки), залегающие ниже 15—20 м, очевидно, являются древними осадками, образовавшимися при более низком, чем в настоящее время, уровне моря.

Алевритовые осадки (крупные алевриты и мелкоалевритовые илы) узкой полосой (глубины 45—80 м) окаймляют склоны Гданьской впадины и заполняют верхнюю часть подводных долин. Кроме того, крупные алевриты распространены в прибрежной зоне моря (глубины 5—30 м), — в основном, вдоль побережья Куршской косы, где они залегают с внешней стороны зоны подводных валов.

Пелитовые осадки (алевритово-пелитовые и пелитовые илы) выстилают дно Гданьской впадины и нижнюю часть впадающих в нее долин. Верхняя граница алевритово-пелитовых илов проходит на глубинах от 65 м на юге до 80 м на севере.

По вещественному составу современные осадки юго-восточной Балтики целиком являются терригенными. В общем они характеризуются кларковыми содержаниями железа, марганца и титана, весьма бедны карбонатом кальция (обычно менее 1—3%) и обогащены органическим углеродом (до 3—4% — Горшкова, 1963; Блажчиши, Емельянов, 1969).

На рис. 4 и 5 показано распределение в осадках двух фракций механического состава мелкопесчаной (0,25—0,10 мм) и крупноалевритовой (0,10—0,05 мм), т. е. фракций, в которых изучался минеральный состав. С помощью этих карт можно достаточно детально проследить разнос обломочного материала по площади дна.

Поставщиком песчаного и крупноалевритового материала в осадки являются преимущественно абрадируемые береговые отложения и пульпа Янтарного комбината. Наиболее интенсивно размываются рыхлые отложения — пески, поэтому на участках их преобладающего развития берег Самбийского полуострова имеет вогнутую форму, и, наоборот, выступы берега образовались на участках преимущественного развития более устойчивых пород (морены). Материал абрадируемых песков почти полностью поступает во вдольбереговую поток наносов, тогда как материал абрадируемой морены, состоящий в среднем на 22,1% из мелкого алеврита и на 39,6% из пелита, лишь частично участвует во вдольбереговом перемещении осадочного материала. Материал размером <0,05 мм почти целиком выносится в открытую часть моря, о чем свидетельствует гранулометрический состав прибрежных песков и алевритов, в которых примесь этого материала практически равна нулю. То же происходит и с материалом пульпы.

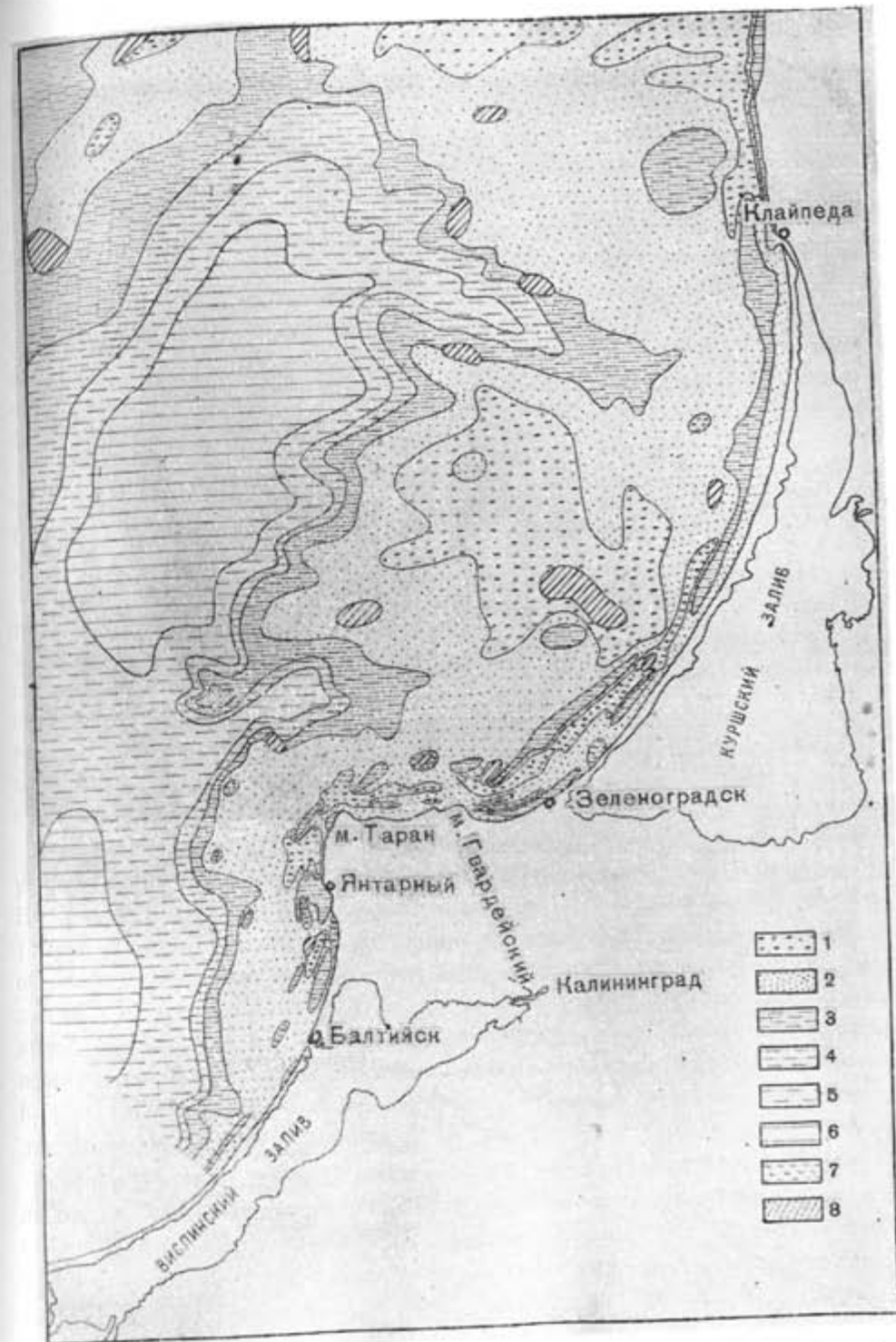


Рис. 3. Схема распределения типов донных осадков юго-восточной части Балтийского моря

1 — валуно-галечные и гравийно-галечные осадки; 2 — пески; 3 — крупные алевриты; 4 — мелкоалевритовые илы; 5 — алевритово-пелитовые илы; 6 — пелитовые илы; 7 — лагунный ил; 8 — плейстоценовые отложения
Гранулометрические типы осадков выделены по классификации, разработанной в Институте океанологии АН СССР (Безруков, Лисицын, 1963)

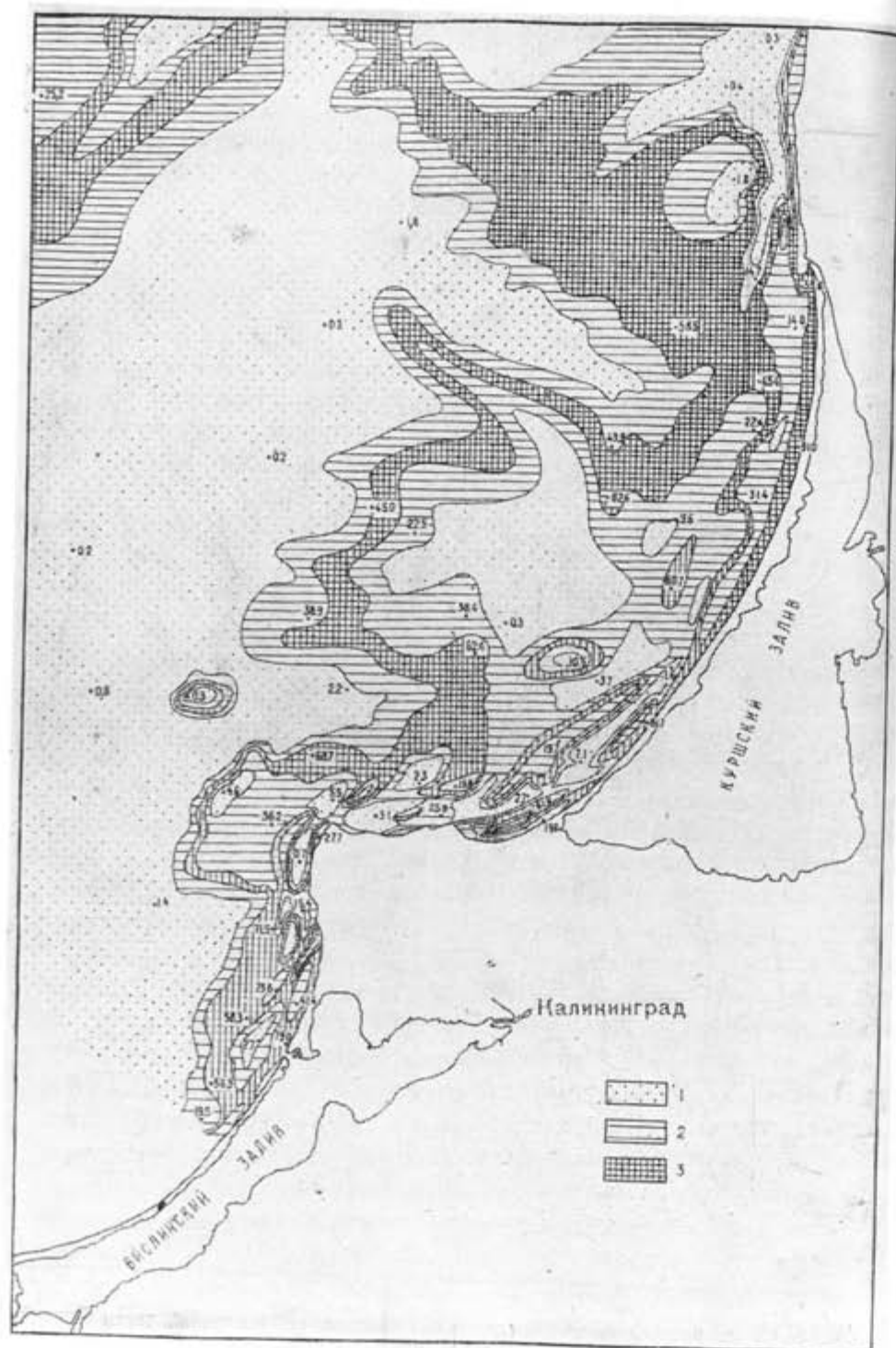


Рис. 4 Схема распределения мелкопесчаного материала (0,25—0,1 мм) в осадках (в %):
1 — <10%; 2 — 10—50%; 3 — >50%

Фракция 0,25—0,10 мм. Распределение мелкопесчаного материала в осадках оказывается довольно сложным. Узкие полосы высоких концентраций мелкого песка (>50%) выделяются, с одной стороны, в прибрежной зоне, а с другой — на склонах Гданьской впадины. В прибрежной зоне одна из полос прижимается к самому берегу, а другая концентрически опоясывает очаги крупноалевритового материала. Внешняя полоса, протягивающаяся вдоль склонов Гданьской впадины, сильно расширяется в районе древних долин, а севернее долины пра-Немана образует громадное по площади поле мелкого песка. Внешняя полоса высоких концентраций мелкопесчаной фракции, по-видимому, соответствует прибрежным зонам более древних периодов голоценового осадкообразования. Эта зона в настоящее время находится на глубинах 30—60 м.

Минимальные содержания (<10%) мелкопесчаного материала приходятся, с одной стороны, на участки распространения грубых осадков (гравия и крупных песков), с другой — к области накопления илов в Гданьской впадине.

Фракция 0,1—0,05 мм. Ареалы высоких содержаний крупноалевритового материала смещаются относительно очагов мелкого песка на значительно большие глубины. В прибрежной зоне они узкой полосой протягиваются вдоль берега с внешней стороны зоны подводных валов, обозначая периферию (в поперечном направлении) вдольберегового потока песчаных наносов. Обширное пятно с содержанием крупного алеврита более 50%, расположенное напротив Клайпедского пролива, очевидно, связано с выносом паводковой мути р. Неман.

Распределение отдельных очагов крупноалевритового материала у абразионных берегов показывает значительно более сложную модель Восточно-Балтийского потока наносов, чем это обычно изображается (Ульст, 1963). Участки аккумуляции на подводном береговом склоне, обозначенные ареалами мелкопесчаного и крупноалевритового материала (рис. 4, 5), подобно языкам повышенных концентраций взвеси (рис. 2) простираются от выступающих мысов далеко в море. Более однороден поток наносов у аккумулятивных берегов средней и северной части Куршской косы, где зона аккумуляции крупноалевритового материала достигает наибольшей ширины.

Внешняя зона высоких концентраций крупноалевритового материала протягивается вдоль склонов Гданьской впадины. В отличие от прибрежной зоны, где концентрация крупного алеврита очень высокая (до 93,4%), во внешней зоне содержание этого материала редко превышает 60—70%.

Анализируя особенности гранулометрического состава донных отложений юго-восточной Балтики, можно прийти к выводу о наличии здесь двух седиментационных областей — прибрежной и глубоководной. В первой аккумулируется песчаный и крупноалевритовый материал, во второй — преимущественно мелкоалевритовый и пелитовый материал. Меж-

ду этими областями расположена зона с замедленной или нулевой седиментацией. Как будет показано ниже, это подтверждается и при анализе минералогического состава осадков.

3. Особенности осадкообразования по данным минералогического анализа

Более детально пути поступления осадочного материала и дифференциацию его на дне можно проследить, изучая вещественный состав донных осадков и динамику распределения отдельных их составных частей — минералов.

а) МИНЕРАЛОГИЯ МЕЛКОПЕСЧАНОЙ ФРАКЦИИ (0,25—0,1 мм)

В распределении тяжелой подфракции (рис. 6А) наблюдается довольно сложная картина. Максимальные концентрации тяжелых минералов (>5%, максимум 17,6%) приходятся, в первую очередь, на узкую прибрежную полосу — арену интенсивного волнового воздействия и естественного шлихования. Это объясняется, главным образом, двумя факторами: близостью к источникам сноса и динамикой вдольберегового потока наносов. Поэтому, естественно, что наиболее высокие концентрации тяжелых минералов отмечаются у абразионных берегов Самбийского полуострова. Помимо Самбийского полуострова, пятна высоких концентраций тяжелых минералов отмечаются в районе средней части Куршской косы (на глубинах более 15 м). Повышенные их содержания (1—5%) отмечены также на подводном плато Расите. В целом пески прибрежной зоны Куршской косы значительно беднее тяжелыми минералами, чем пески у берегов Самбийского полуострова. Аналогичная картина получена и при изучении песков пляжа и его подводной части на участке от Швентойи до Янтарного (Стаускайте, 1966).

С удалением от берега содержание тяжелых минералов в мелкопесчаной фракции обычно резко падает. Однако, на больших глубинах (на склонах Гданьской впадины) концентрация тяжелых минералов вновь увеличивается, достигая максимума (13,0%) в центре впадины. Это вызвано тем, что песчаный материал в илстых осадках впадины представлен преимущественно слюдами, большая часть которых попадает в тяжелую подфракцию, и аутигенным пиритом, в то время как легкая подфракция сложена, в основном, легким органогенным детритом.

Минералы тяжелой подфракции (уд. вес >2,9)

1. Рудные непрозрачные минералы. а) Группа ильменита — магнетита. Рудные минералы группы ильменита-магнетита относятся к числу самых распространенных. Наибольшие концентрации (>30%, максимум до 45,6%, табл. 2) ильменита (реже магнетита) приходятся

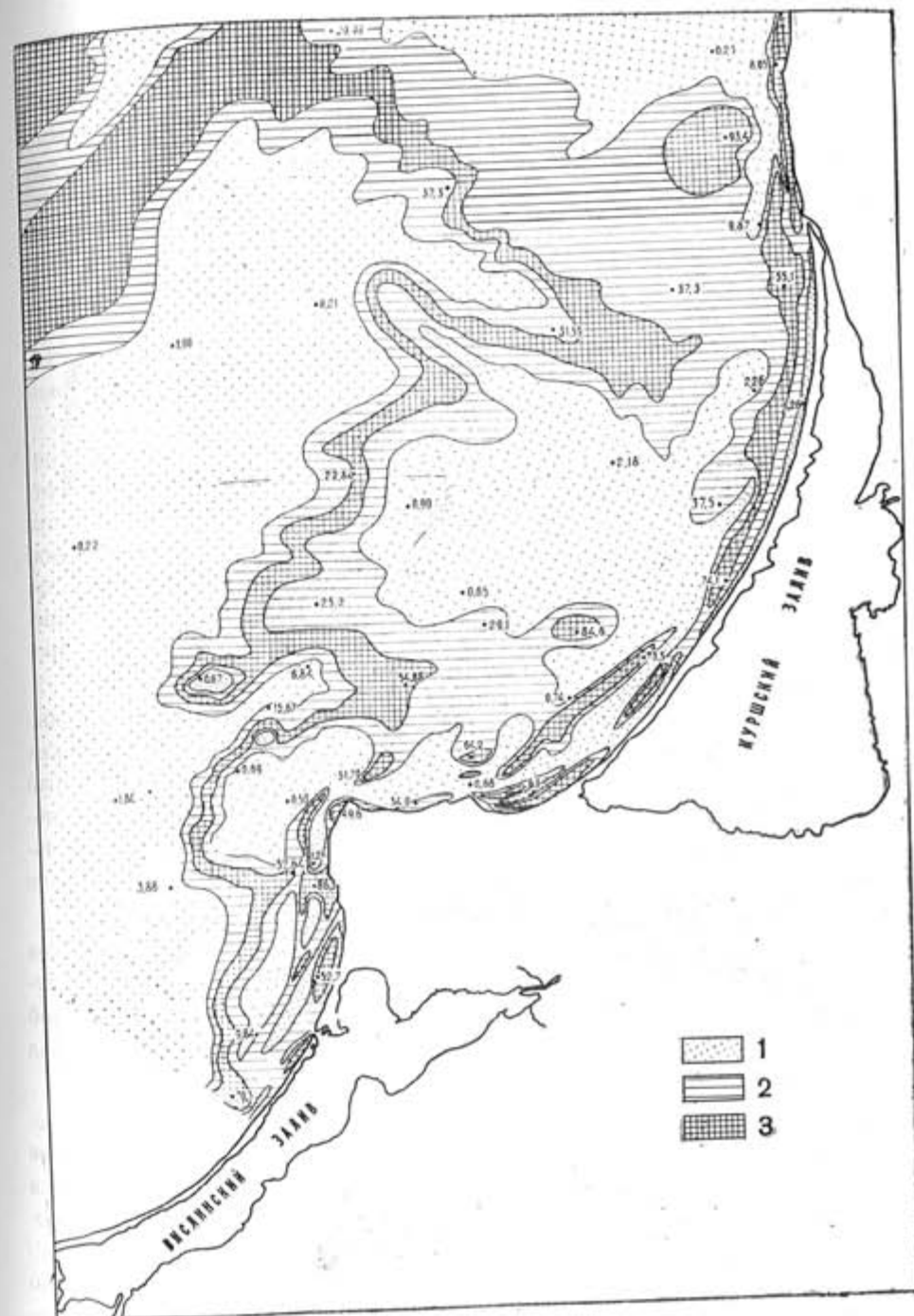


Рис. 5. Схема распределения крупноалевритового материала (0,1—0,05 мм) в осадках (в %)
1 — <10%; 2 — 10—50%; 3 — >50%

Точками показано местоположение проб с наиболее показательными в данных участках моря содержаниями фракций.

на прибрежную часть Самбийского полуострова и прикорневую часть Куршской косы (рис. 6Б), причем у берегов картина весьма напоминает картину распределения тяжелой подфракции. У северного побережья Самбийского полуострова локальные пятна высоких содержаний этих минералов приурочены к выступающим мысам Таран и Гвардейский, где абрадируются моренные суглинки, содержащие значительное количество этих минералов (табл. 1). Другие ареалы повышенных концентраций ильменита и магнетита отмечены у Лесного (южная часть Куршской косы), где на подводном береговом склоне обнажается морена, и на некотором расстоянии от берега южнее Самбийского полуострова. С удалением от берегов концентрация черных рудных минералов уменьшается. Наиболее низкие содержания черных минералов отмечаются в глубоководной части моря.

б) Группа лимонита-гематита. Минералы этой группы также концентрируются в прибрежной зоне моря. Содержание лимонита на отдельных участках у Самбийского полуострова и прикорневой части Куршской косы достигает 58% подфракции. Гематита содержится значительно меньше — лишь местами до 25,7%. Высокие концентрации лимонита и гематита тяготеют к абразионным берегам, сложенным морской и к выходам в зоне пляжа третичных пород Самбийского полуострова, богатых этими минералами (табл. 1).

в) Группа пирита-марказита. Терригенный пирит-марказит, вымываемый из третичных пород (табл. 1) установлен в мелководных песках у западного берега Самбийского полуострова. В районе пос. Янтарный его концентрация местами повышается до 52%. Скопления пирита образуются в непосредственной близости от источника поступления — пульпы Янтарного комбината. С удалением от этого источника содержание пирита резко падает до единичных зерен.

Аутигенный пирит в виде агрегатов из сросшихся мелких шариков в значительном количестве присутствует в мелкопесчаной фракции глубоководных осадков южной части Гданьской впадины. В одной из проб его содержание составляло 92,2% тяжелой подфракции. Этот минерал иногда в значительной степени лимонитизирован.

2. Фосфаты (коллофан, даллит) в значительном количестве распространены только в прибрежной части моря. Это один из наиболее ярких представителей минералов-индикаторов вдольберегового потока наносов. Максимальные концентрации их приурочены к западному побережью Самбийского полуострова (рис. 6В). Здесь наблюдаются исключительно высокие содержания фосфатов — до 50%, а часто и до 70—84%. Накопление в песках рудных концентраций фосфатных минералов, несомненно, связано с выбросом пульпы Янтарного комбината, в составе которой входят и фосфоритосодержащие отложения олигоцена. Следует допустить размыв аналогичных пород и на подводном береговом склоне. Другой очаг повышенных содержаний фосфоритов наблюдается у г. Зеленоградска. Их накопление здесь, очевидно, связано с раз-

мывом подводного берегового склона или абразией третичных песков в береговой дуге восточнее м. Гвардейский. Как видно из схемы (рис. 6В), из этого очага фосфаты разносятся потоком наносов на значительное расстояние к северу.

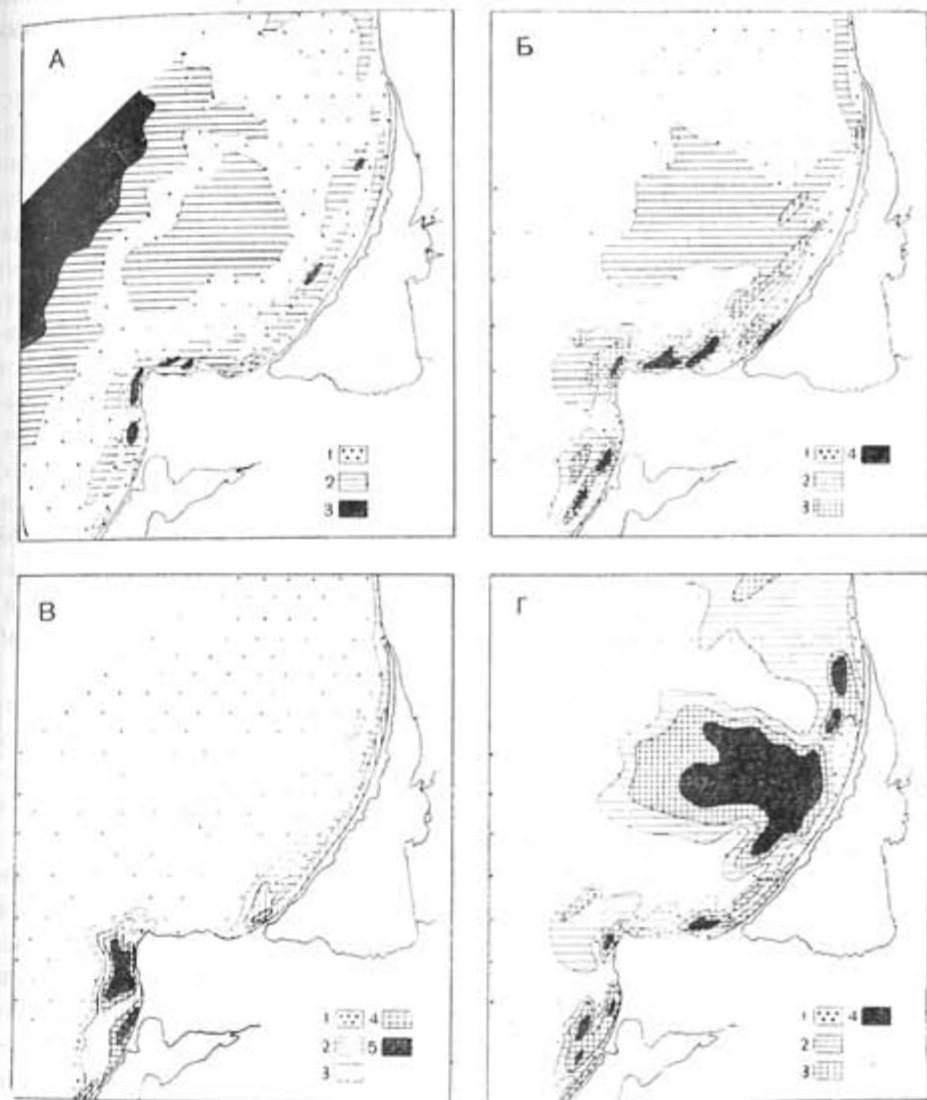


Рис. 6. Содержание тяжелой подфракции (уд. вес $>2,9$) и распределение основных тяжелых минералов в мелкопесчаном (0,25—0,10 мм) материале осадка (в %):

А — содержание тяжелой подфракции: 1 — $<1,0$; 2 — 1—5; 3 — >5 .
 Б — черные рудные (ильменит и магнетит): 1 — <10 ; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — >30 .
 В — фосфаты (коллофан, даллит): 1 — <5 ; 2 — 5—10; 3 — 10—30; 4 — 30—50; 5 — >50 .
 Г — гранаты: 1 — <5 ; 2 — 5—10; 3 — 10—20; 4 — >20 .

3. Гранаты. Их распределение во многом подобно распределению рудных минералов. Но в отличие от последних, гранаты характеризуют не только динамику вдольберегового потока наносов. Они концентриру-

ются также и на значительном расстоянии от берега — в районе мелководного подводного плато Рыбачий-Расите, покрытого реликтовыми осадками (рис. 6Г). Обладая изометричной формой кристаллов (что повышает их гидравлическую крупность) и будучи довольно стойкими против истирания, гранаты в песчаных фракциях, по нашему мнению, больше, чем другие минералы, являются индикатором зон реликтовых грубообломочных отложений, из которых вымыт тонкий материал.

4. Минералы группы амфиболов. Амфиболы (преимущественно зеленая роговая обманка) наряду с рудными принадлежат к наиболее распространенным минералам. Максимальные содержания амфиболов (>30%) из-за их сравнительно небольшой гидравлической крупности приходится на участки аккумуляции осадочного материала, расположенные вдоль побережья Куршской косы (рис. 7Б). Повышенные концентрации этих минералов (20—30%) наблюдаются и в районе Вислинской косы. В то же время на участках размыва наблюдаются минимальные концентрации амфиболов. Вообще же содержание амфиболов с удалением от берега сначала увеличивается, а затем, в Гданьской впадине снова уменьшается за счет разбавления слюдами и пиритом. В прибрежной зоне по ходу потока наносов наблюдается прогрессивное возрастание содержания амфиболов от Самбийского полуострова (участок повышения емкости потока наносов) до дистального конца Куршской косы (участок падения емкости потока наносов — Болдырев, 1966). Аналогичное повышение концентрации амфиболов с удалением от Самбийского полуострова вдоль Куршской косы получено и при изучении песков пляжа (Стаускайте, 1966).

Минералы группы амфиболов поступают в осадки южной и центральной частей района, в основном, при абразии берегов, сложенных мореной (табл. 1). В северную часть района амфиболы поступают также через Клайпедский пролив с наводковыми водами Немана, в наносах которого содержится до 50% амфиболов.

5. Минералы группы эпидота (эпидот, цоизит, клиноцоизит). Минералы этой группы наряду с амфиболами и пироксенами чаще всего характеризуют участки аккумуляции осадочного материала (рис. 7А). Однако, в отличие от последних, высокие концентрации минералов группы эпидота образуются также и у абразионных берегов Самбийского полуострова, что связано с близостью основного источника поступления эпидота — третичных пород (табл. 1). В связи с тем, что эпидот обладает большей гидравлической крупностью, чем амфиболы, по ходу потока наносов в зоне аккумуляции песков он накапливается в большем количестве, чем в зоне аккумуляции алевритов. Ареалы его высоких концентраций оказываются, таким образом, более прижаты к берегу, чем очаги высоких содержаний амфиболов. В общем же содержание эпидота, как и амфиболов, в прибрежной зоне моря растет по мере падения емкости потока наносов.

6. Слюды представлены, главным образом, мусковитом. Биотит, как более тяжелая слюда, доминирует в мелководной части моря. Встре-

Минералогический состав береговых отложений юго-восточной Балтики и аллювия р. Неман (в %)

	Пляжные пески Польского побережья (коса Хель-Вислинская коса)		Южная часть Советского побережья				Северная часть Советского побережья				
	район дельты Вислы (среднее)	среднее по всему побережью	морены Самбийского полуострова (среднее)	«Голубая земля» (пруды) с Ягтарного карьера		береговая зона: Нида-Ягтарный (среднее)	Аллаувию р. Неман	Куршский залив (среднее)		береговая зона Швен-тоби-Нида (среднее)	
				фр. <0,5 мм	0,25—0,1			0,1—0,05	0,25—0,1		0,05—0,01
Тяжелая подфракция											
Черные рудные											
Лимонит, гематит											
Лейкоксен											
Пирит, марказит											
Циркон											
Гранаты											
Эпидот											
Амфиболы											
Пироксены											
Слюды											
Карбонаты											
Фосфаты											
Глаукозит											
Другие тяжелые минералы											
	39,3	42,0	0,82	1,56	0,16	33,9	20,1	6,5	5,8	21,7	0,23—0,10
	2,7	3,0	21,7	25,6	25,2	27,0	13,2	3,4	0,9	1,5	
	21,1	27,0	16,7	7,3	14,4	3,3	1,7	1,3	0,8	5,8	
	3,1	3,0	0,4	0,9	4,2	3,3	—	—	—	—	
	16,5	13,0	0,3	е.д. з.	22,8	е.д. з.	—	е.д. з.	—	—	
	3,1	2,0	1,1	3,2	0,2	4,1	0,2	—	0,4	0,1	
	е.д. з.	е.д. з.	1,3	1,3	2,7	3,0	8,4	9,7	43,1	5,7	
			2,3	4,2	2,3	6,6	3,0	5,5	6,2	6,8	
			0,3	20,3	1,7	9,1	13,7	50,3	25,7	35,8	
			—	1,3	0,7	0,8	2,2	11,1	2,5	5,4	
			11,5	5,4	е.д. з.	—	1,6	1,7	—	0,4	
			—	11,5	0,2	е.д. з.	—	—	—	—	
			1,9	1,5	3,3	3,3	39,1	—	0,2	10,5	
	1,9	2,0	9,4	3,2	4,6	4,7	2,5	9,2	4,4	6,9	
	9,3	7,0									
Легкая подфракция											
Кварц											
Полевые шпаты											
Глаукозит											
Слюды											
Карбонаты											
	83,9	6,4	83,9	86,9	45,7	56,1	86,6	87,5	—	—	
	6,4	7,7	6,4	7,7	5,6	2,3	11,0	11,1	—	—	
	3,2	3,0	3,2	3,0	48,4	39,6	е.д. з.	—	—	—	
	е.д. з.	0,3	е.д. з.	0,3	е.д. з.	2,0	—	—	—	—	
	3,1	0,4	3,1	0,4	—	—	—	—	—	—	

* по Losiński, Masička, (1962).
 ** по В. Катиньсу (1966) — тяжелая подфракция
 *** по Р. Стаускайте (1962, 1966)

чаются также зеленые хлоритизированные слюды и хлориты. Концентрация слюд в мелкопесчаной тяжелой подфракции растет с увеличением глубины моря и расстояния от берега (рис. 7В). В северной части Гдань-

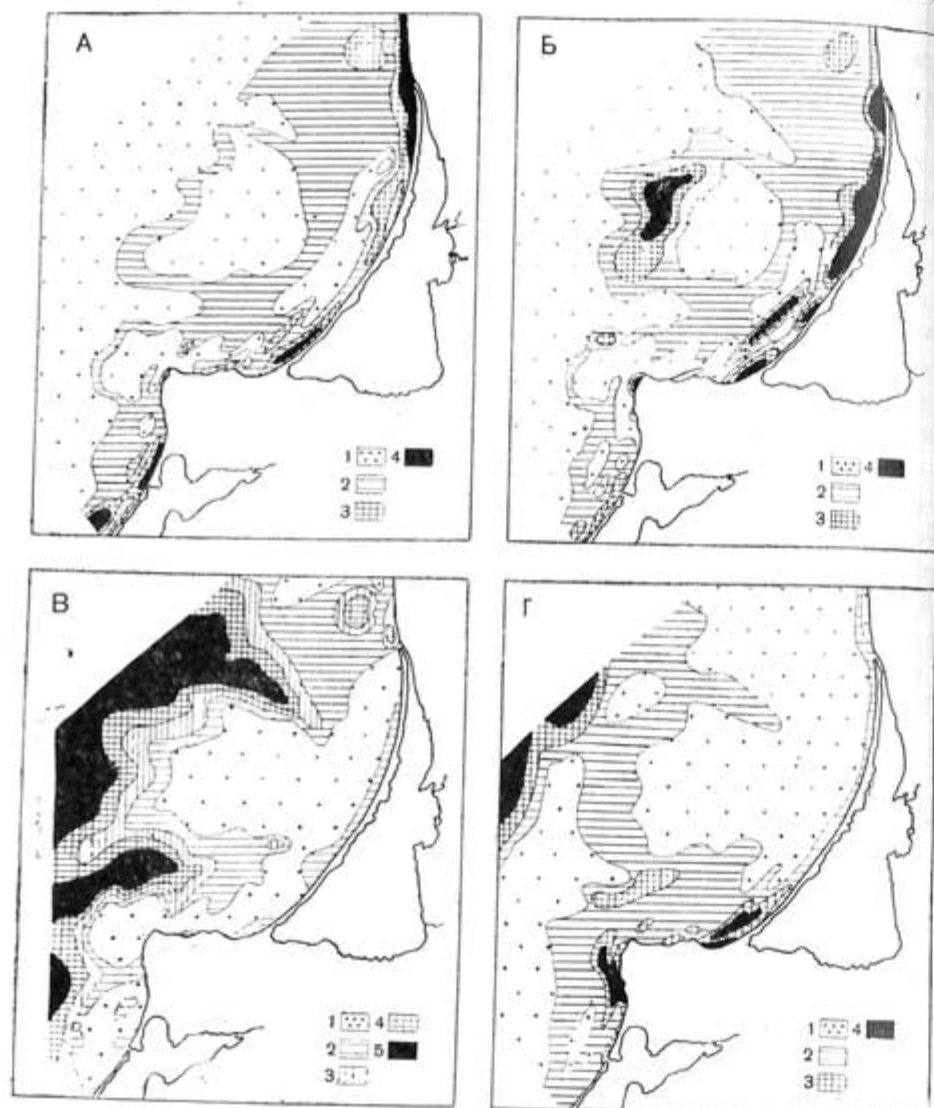


Рис. 7. Распределение основных тяжелых и легких минералов в мелкопесчаном материале осадков (в %)

Тяжелые минералы:
 А — минералы группы эпидота (эпидот, цонзит, клиноцонозит): 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — >15
 Б — амфиболы: 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — >30
 В — слюды: 1 — <1; 2 — 1—10; 3 — 10—30; 4 — 30—50; 5 — >50
Легкие минералы:
 Г — глауконит: 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — >15

ской впадины, в долине пра-Немана и в понижении дна севернее Самбийского полуострова слюды постоянно слагают большую половину тяжелой подфракции и местами составляют 70—80%. Несколько меньшее количе-

ство слюды содержится в осадках южной части Гданьской впадины, что обусловлено близостью берега и разбавлением слюд аутигенным пиритом. На мелководье значительные содержания слюды отмечены лишь напротив Клайпедского пролива и на некотором удалении от него. На остальной части мелководья содержание слюд крайне незначительно (<1—10%). Слюда является наиболее транспортабельным минералом тяжелой песчаной фракции, в результате она выносится дальше всех других минералов и отлагается в наиболее глубоководных, затишных зонах моря. Наиболее значительные количества слюды поступают через Клайпедский пролив с выносами Немана, и, повидимому, с выносами Вислы. Роль материала абразии берегов, как поставщика слюды, менее значительна.

7. Другие минералы. Из других, менее распространенных тяжелых минералов, для прибрежной зоны характерны циркон, группа метаморфических (дистен, силлиманит, ставролит) и титанистых (рутил, брукит, анатаз) минералов. Обычными минералами являются также турмалины и лейкоксен. На участках аккумуляции в прибрежной зоне и на склонах Гданьской впадины увеличивается содержание пироксенов (до 15%). Локальные, чрезвычайно высокие концентрации сидерита (до 87,6%), часто наблюдаемого в виде сферолитов, приурочены примерно к тем же участкам мелководья, где отмечены высокие содержания фосфатов. Источником сидерита, как и фосфатов, являются олигоценые породы Самбийского полуострова.

Минералы легкой подфракции (уд. вес <2,9)

1. Кварц является самым распространенным минералом легкой подфракции, в среднем в мелководной зоне составляя около 80% общего количества зерен (табл. 2). В глубоководной части моря его содержание резко уменьшается — до 5—10% и меньше. Здесь терригенный материал сильно разбавлен биогенным.

2. Глауконит — наиболее показательный терригенный минерал легкой подфракции. Его содержание местами достигает 40%. Наибольшие концентрации глауконита (>15%) приурочены к тем же участкам берега Самбийского полуострова, что и рудные концентрации фосфатов, т. е. они тяготеют к выносам Янтарного комбината и вогнутости берега между м. Гвардейским и г. Зеленоградском (рис. 7Г), где размываются третичные пески. Высокие концентрации глауконита (до 20%) в легкой песчаной фракции, установлены также и на северо-западном склоне Гданьской впадины.

В общем мелкопесчаная фракция в мелководных осадках южной части района значительно богаче глауконитом, чем в мелководных осадках северного участка. В глубоководной части моря наблюдается обратная картина: северный район более обогащен глауконитом, чем южный.

3. Полевые шпаты представлены, главным образом, ортоклазами. Зерна плагиоклазов крайне редки. В мелкопесчаной, как и круп-

ноалевритовой фракции, полевые шпаты в общем являются менее распространенным минералом, чем глауконит (табл. 2). Наибольшие концентрации полевых шпатов (>10%) наблюдаются на участке вогну-

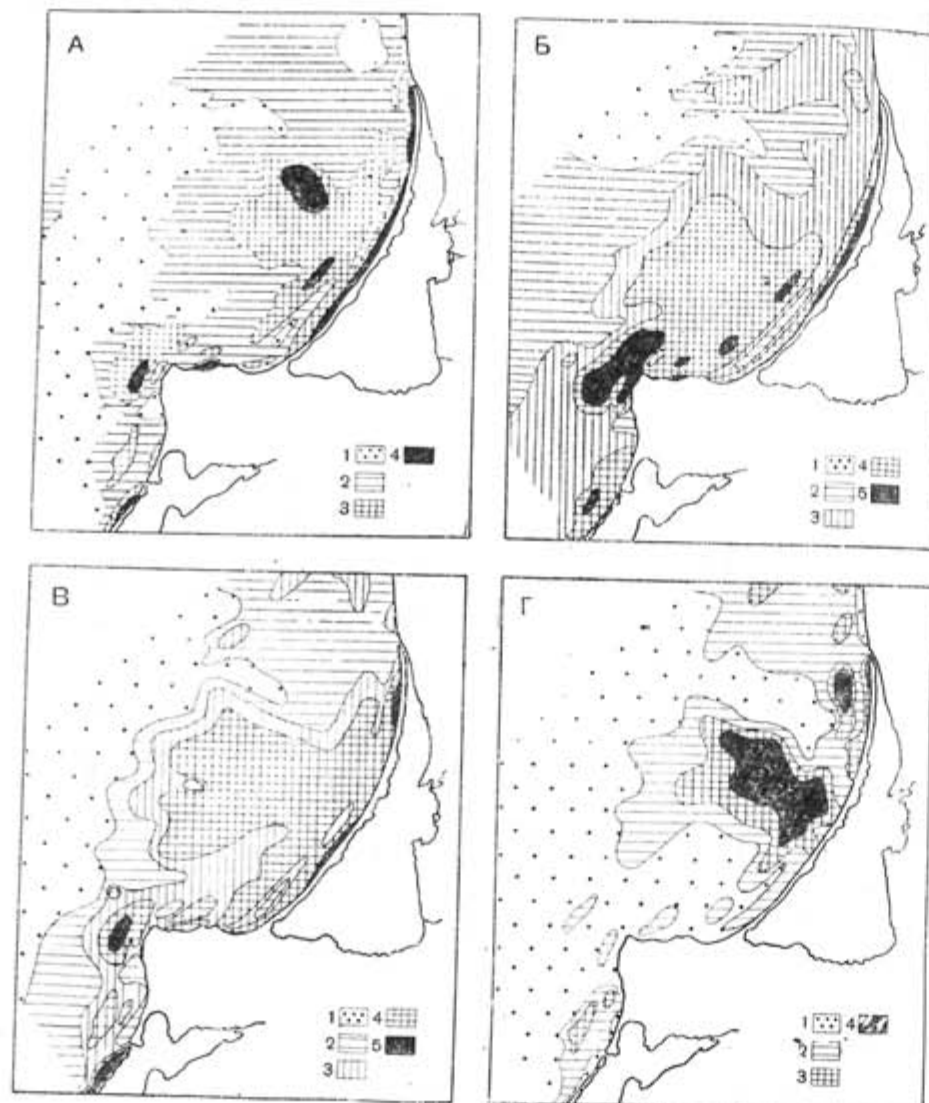


Рис. 8. Содержание тяжелой подфракции и распределение основных тяжелых минералов в крупноалевритовом материале садков (в %)
 А — содержание тяжелой подфракции: 1 — <1; 2 — 1—5; 3 — 5—10; 4 — >10
 Б — черные рудные минералы (пирит и магнетит): 1 — <20; 2 — 20—30; 3 — 30—40; 4 — 40—50; 5 — >50
 В — циркон: 1 — <1; 2 — 1—3; 3 — 3—5; 4 — 5—10; 5 — >10
 Г — гранаты: 1 — <10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — >20

того абразионного берега к востоку от м. Гвардейский и в прикорневой части Куршской косы. Другой участок повышенных концентраций полевых шпатов отмечен напротив Клайпедского пролива. Глубоководная часть района характеризуется минимальными содержаниями этих минералов (как и кварца).

4. Слюды (преимущественно мусковит) распределены весьма неравномерно. Максимальные концентрации слюд легкой подфракции (как и тяжелых слюд) приурочиваются к северной части глубоководной зоны моря — до 56,0%. В южной же ее части количество слюды в мелкопесчаной легкой подфракции невелико (<10%). Зато здесь содержится большое количество выветрелых гидрослюдистых агрегатов — до 49,7%.

5. Карбонаты в легкой подфракции имеют весьма подчиненное значение. Наиболее высокие их содержания устанавливаются на западном побережье Самбийского полуострова (Донское-Синявино) — до 10,8%, и на участке от м. Гвардейский до прикорневой части Куршской косы. В глубоководной части района повышенные концентрации карбонатов обнаружены на трех станциях, расположенных к западу от Самбийского полуострова. Карбонаты представлены терригенным обломочным кальцитом и обломками раковин современных моллюсков, реже встречаются фораминиферы.

6. Обломки пород в мелкопесчаной фракции не имеют большого распространения — в количестве >5% они определены лишь на 4-х станциях в прибрежной зоне у м. Таран и в северной части Куршской косы.

7. Органогенный детрит. В мелкопесчаном материале осадков Гданьской впадины обнаружено значительное количество биогенного детрита, который в ряде мест сильно разбавляет терригенный материал. Органогенный детрит в количестве до 64,6% представлен, в основном, растительным детритом (растительная клетчатка, споры и пыльца), зоопланктоном (в основном, рачками) и меньше — диатомовыми и обломками других водорослей*.

б) МИНЕРАЛОГИЯ КРУПНОАЛЕВРИТОВОЙ ФРАКЦИИ (0,1—0,05 мм)

Содержание тяжелых минералов в крупном алеврите в среднем в 4 раза выше, чем в мелком песке (табл. 2). Ареалы высоких концентраций (>10%) тяжелой крупноалевритовой подфракции прослеживаются, главным образом, в прибрежной зоне моря: в виде отдельных пятен у берегов Вислинской косы и Самбийской косы и сплошной полосой вдоль всего побережья Куршской косы. Здесь нередко отмечаются содержания тяжелой подфракции в количестве 30—50%, что связано с естественным шлихованием крупноалевритового материала в зоне аккумуляции песков. С удалением от берега содержание тяжелых минералов в крупном алеврите быстро уменьшается и в Гданьской котловине снижается до минимума (<1%). Лишь в районе подводного плато Рыбачий-Расите концентрация тяжелых минералов продолжает оставаться высокой. Следует отметить, что выход тяжелых минералов по фракциям не является показателем действительной обогащенности осадка этими

* Распределение спор и пыльцы в донных осадках Балтийского моря и их видовая характеристика рассмотрены в другой статье настоящего сборника (Кондратенко и др., 1969).

минералами. Например, максимум их содержания в крупноалевритовой фракции (52%) установлен для осадка, в котором эта фракция составляет всего 1,26%, в то время как в осадке с содержанием крупноалевритового материала 93,4% выход тяжелой подфракции составляет всего 0,78%. Нетрудно подсчитать, что валовое содержание тяжелых минералов в 1 м³ крупноалевритового материала в первой пробе будет меньше, чем во второй (13,1 и 15,6 кг соответственно). Максимальные значения валового содержания тяжелых минералов в крупноалевритовой фракции осадков прибрежной зоны отмечаются в зонах аккумуляции песков у побережья северной части Куршской косы (до 60 кг/м³) и северной части Вислинской косы (до 154 кг/м³).

Близость абразионных берегов, как источников поступления осадочного материала, не оказывает такого сильного влияния на распределение тяжелой крупноалевритовой подфракции, как на распределение тяжелой подфракции мелкого песка. Главным фактором образования высоких концентраций тяжелых минералов в крупноалевритовом материале является вдольбереговой поток наносов, т. е. именно этим потоком осуществляется перенос основных масс тяжелых минералов.

Минералы тяжелой подфракции (уд. вес >2,9)

Крупноалевритовая фракция в общем представлена теми же терригенными минералами, что и мелкопесчаная. Отличие заключается лишь в том, что во фракции 0,1—0,05 мм заметно увеличивается относительное содержание ильменита-магнетита (в 2,5 раза) и циркона (в 3,5 раза) и уменьшается содержание эпидота (в 2 раза), слюд (в 4,5 раза) и минералов третичных пород — особенно фосфатов (в 30 раз — табл. 2).

Минералогический состав донных осадков юго-восточной части Балтийского моря (%)

Минералы	Мелкий песок*		Крупный алеврит**	
	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Тяжелая фракция (уд. вес >2,9)	0,1—17,6	1,4	0,2—52,0	5,8
Черные рудные (ильменит-магнетит)	0—45,6	14,0	2,6—58,2	38,0
Оксиды и гидроксиды Fe (лимонит-гематит)	0—58,0	3,4	0,7—52,0	6,9
Пирит-марказит	0—92,2	1,9	0—7,6	0,3
Лейкоксен	0—16,6	3,4	ед. з.—11,3	4,0
Гранаты	0—44,2	9,2	1,6—24,1	11,1
Минералы группы эпидота	0—18,6	7,7	0,7—8,4	4,1
Циркон	0—14,0	1,4	0—24,8	5,0
Титанистые минералы (рутил, брукит, анатаз, сфен)	0—13,2	1,1	0—6,5	1,8
Дистен-силлиманит-ставролит	0—18,3	2,2	0—1,6	0,4
Амфиболы	0—56,6	15,7	1,3—46,6	17,1
Пироксены	0—14,0	1,9	0,7—7,5	3,2

Минералы	Мелкий песок*		Крупный алеврит**	
	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Монацит-ксенотим	0—1,5	0,1	0—4,5	1,4
Турмалины	0—3,4	0,7	0—1,4	0,4
Апатит	0—2,4	0,3	0—2,0	0,3
Глаукоцит	0—30,0	1,4	0—31,6	1,5
Слюды	0—87,7	6,7	0—47,1	1,5
Сидерит	0—87,6	5,0	0—ед. з.	ед. з.
Фосфаты (коллофан, даллит)	0—83,8	12,9	0—2,2	0,4
Легкая фракция (уд. вес <2,9)				
Кварц	2,9—97,2	72,8	8,7—90,6	77,8
Полевые шпаты	0,3—22,2	5,4	1,36—16,2	7,3
Слюды	0—56,0	3,0	0—32,1	2,6
Карбонаты	0—10,8	0,9	0—11,1	1,3
Глаукоцит	ед. з.—40,4	7,9	ед. з.—53,3	9,8

* Число анализов тяжелой фр.— 105, легкой — 116.

** Число анализов тяжелой фр.— 63, легкой — 65.

1. Ильменит с магнетитом являются основными минералами тяжелой подфракции. Максимальные их концентрации (50—60%) наблюдаются в мелководной прибрежной зоне, главным образом, в районе мыса Таран и в средней части Куршской косы (рис. 8Б). Наибольшее распространение в мелководной части моря имеет зона с содержанием ильменита-магнетита от 40 до 50%, охватывающая район подводного плато Рыбачий-Расите. В глубоководной части моря содержание ильменита и магнетита снижается и составляет 20—30%. Минимальные их концентрации (2,6—20%) отмечены в северо-западной части района, где они сильно разбавлены тяжелыми слюдами, карбонатами и глаукоцитом.

2. Циркон. Распределение циркона очень сходно с распределением ильменита и магнетита (рис. 8В). Наиболее высокие концентрации циркона отмечены на мелководье; особенно у м. Таран, у Вислинской косы и отдельными небольшими участками вдоль побережья Куршской косы.

3. Гранаты в крупноалевритовой тяжелой подфракции представлены довольно широко — в среднем их содержание составляет 11,1% (табл. 2). Картина распределения граната в обеих фракциях весьма сходна (рис. 6Г и 8Г). Зоны максимальных концентраций этого минерала в крупноалевритовом материале чаще всего характеризуют реликтовые грубозернистые отложения. Отмечено накопление гранатов у дистального конца Куршской косы (зона аккумуляции песков) и обеднение ими крупноалевритового материала у северного побережья Самбийского полуострова. В целом же уменьшение содержания гранатов наблюдается с удалением от берега и с увеличением глубины моря.

4. Амфиболы являются наиболее распространенными минералами после рудных (табл. 2). Выделяются две зоны повышенных концентраций этих минералов: прибрежная и внешняя (рис. 9А). В прибрежной зоне накопление амфиболов происходит на участках аккумуляции вдоль берегового потока наносов, а во внешней высокие их концентрации отмечены на склоне Гданьской впадины, т. е. на периферийном участке глубоководной седиментационной области. Между обеими зонами прослеживается широкая полоса средних концентраций амфиболов (10—20%). Огромное по площади поле высоких концентраций амфиболов расположено и в районе древней долины Немана, где улавливается значительное количество осадочного материала. Минимальные концентрации амфиболов (<10%) отмечены в центральной части Гданьской впадины, а на мелководье — у Самбийского полуострова, на участках дна с грубыми осадками.

5. Минералы группы эпидота (эпидот, цоизит и клиноцоизит), как и амфиболы, характеризуют прежде всего зоны аккумуляции осадочного материала, но содержание их в среднем в 4 раза ниже, чем амфиболов (табл. 2). Пятна высоких содержаний эпидота (5—7 и >7%) локализованы как у вогнутых абразионных берегов, сложенных преимущественно песками, так и на некотором удалении от них — на участках аккумуляции алевритов, а также у проливов и на участке выброса пульпы (Янтарный). Эти очаги указывают на источники поступления эпидота в осадки — пульпа Янтарного комбината, абрадируемые породы Самбийского полуострова и, в меньшей степени, выносы рек (табл. 1). Как и амфиболы, минералы группы эпидота в повышенных количествах накапливаются также на периферии глубоководной седиментационной зоны и в районе древней долины Немана.

6. Другие тяжелые минералы. Среди остальных тяжелых минералов наиболее распространены лимонит-гематит и лейкоксен, концентрирующиеся на тех же участках, что и ильменит-магнетит, а также пироксены, ассоциирующиеся большей частью с амфиболами. Местами (у берегов) наблюдается значительная примесь монацита (до 4,5%), титанистых минералов (до 6,5%). В более глубоководной части моря в отдельных пробах наблюдаются высокие концентрации слюд (до 47,0%, район пра-долины Немана) и тяжелого глауконита (до 31,6%). В центральной части Гданьской котловины в крупноалевритовом материале наблюдается значительная примесь аутигенного пирита (до 7,6%). Терригенный пирит (из третичных отложений) в незначительном количестве отмечен у берегов Самбийского полуострова.

Минералы легкой подфракции (уд. вес <2,9)

1. Кварц резко преобладает над другими минералами легкой подфракции (табл. 2), но в глубоководной части моря его содержание местами резко снижается за счет разбавления органическим детритом, слюдами и глауконитом.

2. Глауконит в наибольшем количестве, как и в мелкопесчаной фракции, концентрируется у берегов Самбийского полуострова, а также в средней части Куршской косы, куда он переносится вдольбереговым течением (рис. 9В). У дистального конца косы его содержание падает за счет разбавления другими минералами. Высокие концентрации глауконита (до 52,7%) отмечены и в крупноалевритовом материале осадков северо-западного склона Гданьской котловины. Значительная часть глауконита здесь в той или иной степени лимонитизирована. Ожелезненность минеральных зерен может свидетельствовать о чрезвычайно низких скоростях седиментации. Поэтому, накопление глауконита в этой части моря видимо связано с более древним периодом осадконакопления.

Глауконит в прибрежной зоне моря является хорошим индикатором путей транспортировки и дальности разноса осадочного материала вдольбереговым течением. В данном случае глауконит указывает, что основные массы песчано-алевритового материала транспортируются вдоль берега и проникают от Самбийского полуострова далеко на север. С другой стороны, из рис. 9В видно, что глауконит проникает и далеко в открытое море, особенно в район восточного и северо-восточного склона Гданьской впадины, что видимо обусловлено круговой циркуляцией вод в этой впадине.

3. Полевые шпаты (главным образом, калиевые полевые шпаты) постоянно примешаны к кварцу и другим минералам легкой фракции в количестве от 1,4 до 16,2% (табл. 2). На большей части площади дна содержание полевых шпатов в крупноалевритовом материале составляет 5—10%. Более высокие концентрации их наблюдаются в глубоководной части моря — пятнами на северо-восточном склоне Гданьской впадины и в долине пра-Немана. В прибрежной зоне полевые шпаты, как минералы с пониженной гидравлической крупностью, накапливаются на участках падения емкости потока наносов (дистальный конец Вислинской и Куршской кос — рис. 9Г). Низкими содержаниями полевых шпатов характеризуется крупноалевритовый материал отдельных мелководных участков дна у абразионных берегов Самбийского полуострова и в районе плато Рыбачий-Расите, а также материал осадков центральной части Гданьской впадины.

4. Слюды в повышенных количествах наблюдаются в северо-западном углу района (до 32%). В остальных участках моря их содержание обычно не превышает 3—5%.

5. Карбонаты в значительном количестве (>5%) присутствуют только на мелководье у прикорневой части Куршской косы. Кроме того, в повышенных количествах они обнаружены на северном склоне моренного плато Рыбачий-Расите (по южному борту прадолины Немана). В глубоководных участках моря и в смежных с ними мелководных зонах содержание карбонатов не превышает одного процента. В мелководной зоне карбонаты, в основном, терригенные; в глубоководной — аутигенные (раковинный материал моллюсков, фораминиферы).

Подмеченные особенности распределения минералов в мелкопесчаном и крупноалевритовом материале донных осадков позволяют выделить в юго-восточной части Балтийского моря две седиментационные

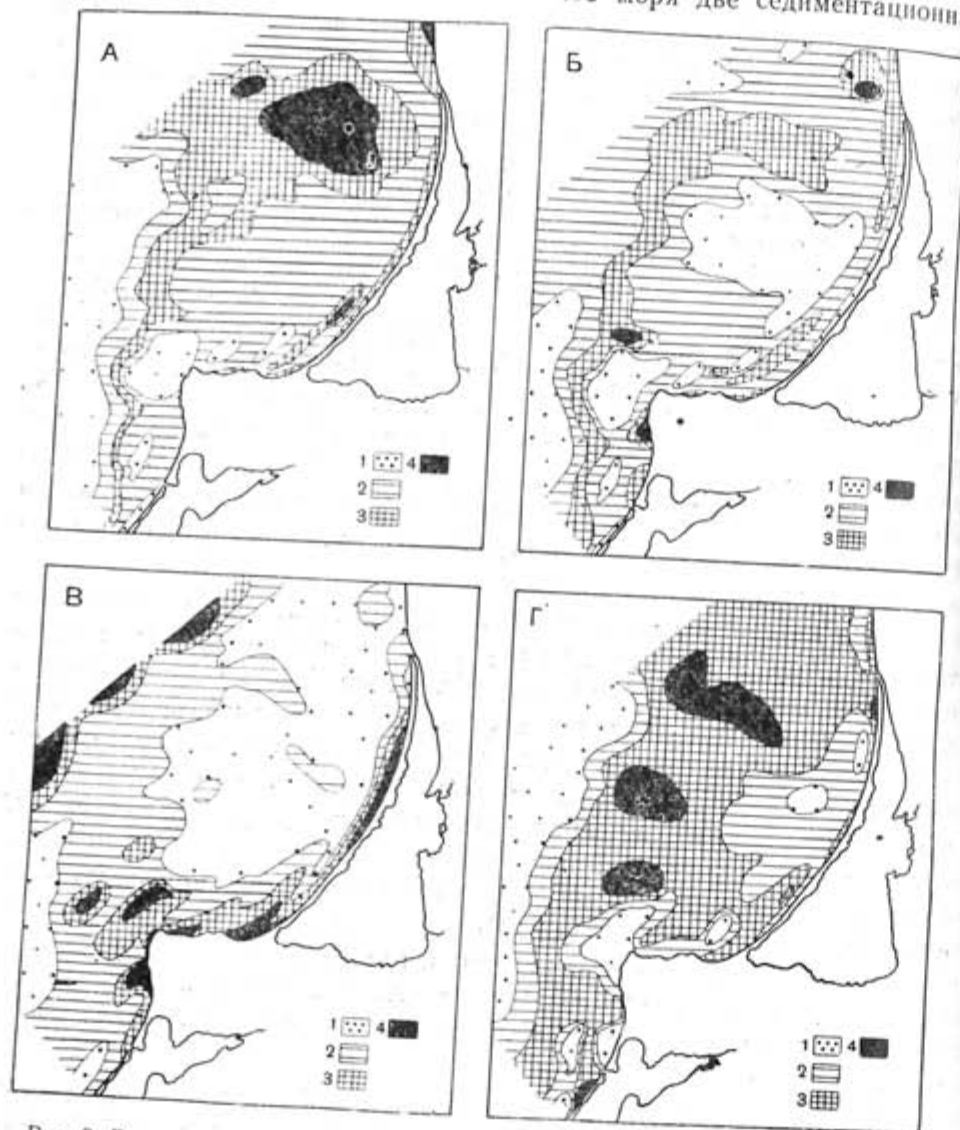


Рис. 9. Распределение основных тяжелых и легких минералов в крупноалевритовом материале осадков (в %)

Тяжелые минералы:
 А — амфиболы: 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — 20—30; 4 — >30
 Б — эпидот: 1 — <3; 2 — 3—5; 3 — 5—7; 4 — >7
Легкие минералы:
 В — глауконит: 1 — <5; 2 — 5—10; 3 — 10—15; 4 — >15
 Г — полевые шпаты: 1 — <5; 2 — 5—7; 3 — 7—10; 4 — >10

области (провинции): прибрежную и глубоководную. Расположенная между ними промежуточная зона характеризуется согласно классификации О. Пратье (Pratje, 1948) как зона реликтовых грубозернистых отложений, образовавшихся при перемыве морен и покрывавших их отло-

жений. В промежуточной зоне, кроме того, можно выделить и области древней аккумуляции. Это — долина пра-Немана и долина севернее Самбийского полуострова. Каждая из выделенных зон характеризуется определенным набором минералов (табл. 3), т. е. представляет собой определенную терригенно-минералогическую провинцию.

Таблица 3

Главные терригенные минералы осадков (фракции 0,25—0,10 и 0,10—0,05 мм) седиментационных областей юго-восточной части Балтийского моря

Наименование зон (терригенно-минералогических провинций)	Минеральный состав			
	фракция 0,25—0,10 мм		фракция 0,10—0,05 мм	
	тяжелые	тяжелые	легкие	легкие
I. Прибрежная седиментационная область (глубины до 15—20 м)	Черные рудные Амфиболы Эпидот Гранат Фосфаты* Сидерит* Пирит*	Кварц Глауконит Полевые шпаты	Черные рудные Амфиболы Гранаты Циркон Эпидот Лейкоксен	Кварц Глауконит Полевые шпаты
II. Глубоководная седиментационная область (глубже 50—60 м)	Слюды Пирит (аутигенный) Черные рудные Лимонит	Биогенный материал Слюды Кварц Глауконит	Черные рудные Амфиболы Лимонит Слюды Пирит (аутигенный)	Кварц Биогенный материал Глауконит Полевые шпаты Слюды
III. Зона древней седиментации (долина пра-Немана и долина севернее Самбийского п-ова)	Амфиболы Черные рудные Эпидот	Кварц Полевые шпаты Глауконит**	Амфиболы Черные рудные Эпидот	Кварц Полевые шпаты Слюды
IV. Зона реликтовых грубых осадков (плато Расите и др. участки; глубины от 10—15 до 50 м)	Гранаты Черные рудные	Кварц Полевые шпаты	Черные рудные Гранаты Циркон	Кварц Полевые шпаты

* Локальные концентрации

** Только у Самбийского полуострова.

Наиболее полную механическую и минералогическую дифференциацию терригенный осадочный материал претерпевает в прибрежной седиментационной области, в пределах которой в свою очередь выделяются несколько подзон (подпровинций). Непосредственно у берега, в верхней части подводного берегового склона располагается подзона аккумуляции песков, сменяющаяся вдоль берега по мере изменения режима потока наносов участками размыва или динамического равновесия. В нижней части подводного склона зона аккумуляции песков переходит в подзону аккумуляции алевритов. Каждая из этих подзон характеризуется набором минералов, заметно отличным от набора минералов смежной

подзоны. Так, например, в подзоне аккумуляции алевритов наиболее характерными минералами являются амфиболы, в подзоне аккумуляции песков — амфиболы и эпидот. На участках транзита и размыва отмечаются высокие концентрации ильменита, циркона и граната. Кроме того, участки аккумуляции характеризуются повышенными содержаниями полевых шпатов, а участки размыва — повышенными содержаниями окатанного кварца.

Минеральный состав изученных фракций в каждой из выделенных подзон претерпевает существенные изменения и по ходу потока наносов. На участках повышения емкости потока (Самбийский полуостров) содержание тяжелых минералов в мелкопесчаном материале наиболее высокое. Здесь же наблюдаются и максимальные концентрации ильменита и граната. С уменьшением емкости потока наносов содержание этих минералов уменьшается, а содержание амфиболов и эпидота, наоборот, увеличивается.

Для более подвижного крупноалевритового материала картина несколько иная. В противоположность мелкопесчаной фракции максимумы суммарного содержания тяжелых минералов фракции 0,1—0,05 мм смещены здесь по ходу потока наносов в зону транзита (динамического равновесия). Именно на участок транзита приходятся наибольшие концентрации ильменита и циркона. Гранат, как более легкий минерал, накапливается на участке падения емкости потока наносов у дистального конца косы. Накопление амфиболов частично происходит в районе средней части Куршской косы и частично в районе севернее Клайпеды.

Таким образом, в прибрежной седиментационной области наблюдается сложное сочетание поперечной минералогической дифференциации (в направлении по нормали от берега) с продольной дифференциацией минералов по ходу потока наносов*. В общих чертах минералогическая дифференциация проявляется в том, что по мере удаления от берега и по мере падения емкости вдольберегового потока наносов (т. е. по мере уменьшения скорости течения) различные минералы одинаковой размерности выпадают из основной массы осадочного материала строго последовательно в зависимости от их гидравлической крупности. Основные минералы крупноалевритовой фракции по своей гидравлической крупности выстраиваются в такой ряд (от наиболее гидравлически крупных до наиболее гидравлически мелких): ильменит — циркон — гранат — эпидот — амфиболы — глауконит — полевые шпаты — слюды. При условии постоянности минерального состава питающих провинций каждое локальное накопление того или иного минерала в осадках прибрежной зоны моря может быть объяснено, исходя из этого ряда и исходя из вариаций режима потока наносов.

* У абразионных берегов Самбийского полуострова картина еще более усложняется за счет разбавления одних минералов другими. Например, такие устойчивые минералы как ильменит и циркон здесь сильно разбавлены минералами третичных пород: фосфатами, сидеритом, пиритом.

Промежуточную зону реликтовых осадков характеризуют высокие концентрации устойчивых минералов: ильменита, граната, циркона, кварца. Важнейшими тяжелыми минералами участков древней седиментации являются амфиболы, ильменит, эпидот, слюды, а из легких минералов — кварц и полевые шпаты.

В глубоководной седиментационной области к характерным тяжелым минералам относятся слюды и аутигенный пирит (в мелкопесчаном материале), ильменит, лимонит и амфиболы (в крупноалевритовом материале). Легкая подфракция в значительном количестве представлена органическим детритом, слюдами, выветрелыми минералами, кварцем и глауконитом.

На стыках различных седиментационных областей расположены участки, в осадках которых минеральные спектры, характеризующие ту или иную провинцию, оказываются перемешанными.

Схемы распределения отдельных минералов дают довольно четкую картину путей миграции исходного терригенного песчаноалевритового материала. Для большинства тяжелых минералов, источником которых являются продукты абразии берегов, характерно вдольбереговое перемещение. Такие третичные минералы-индикаторы как фосфаты и глауконит с потоком наносов переносятся далеко на север, минуя Клайпедский пролив. На дальность переноса минеральных зерен одинаковой размерности кроме удельного веса влияет и форма частиц. Поэтому пластинчатые и угловатые обломки (например, слюда, амфиболы и др.) переносятся значительно дальше, чем окатанные (ильменит, циркон, гранат). Миграция минеральных зерен с малой гидравлической крупностью в значительной степени происходит и в сторону открытого моря. Это характерно как для материала, выносимого реками, так и для абразионного и пульвового материала. Последний, как следует из схем распределения некоторых минералов, особенно глауконита, в значительном количестве перемещается и на север от Самбийского полуострова — вдоль восточного склона Гданьской впадины. Следовательно, и в глубоководной части моря транспортировка осадочного материала осуществляется преимущественно в направлении с юга на север. Центростремительное направление миграции очевидно имеет место лишь для паводковой мути рек Вислы и Немана.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЗРУКОВ П. Л., ЛИСИЦЫН А. П.: 1960. Классификация осадков современных водоемов. Тр. ИОАН, т. 32.
БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». «Океанология», 6.
БЛАЖЧИШИН А. И., ЛИТВИН В. М., ЛУКОШЯВИЧЮС Л., РУДЕНКО М. В.: 1969. Новые данные по геоморфологии дна и строению осадочной толщи центрального сектора Балтийского моря. «Baltica», 4.
БОЙНАГРЯН В. Р.: 1966. Динамика и морфология Самбийского полуострова. «Океанология», 3.

- БОЛДЫРЕВ В. Л.: 1966. Комплекс признаков, характеризующих изменение емкости вдольбереговых потоков песчаных наносов. В сб. «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры», Таллин.
- ГОРШКОВА Т. И.: 1963. Донные отложения Балтийского моря. «Baltica», 1.
- ГУДЕЛИС В., СТАУСКАЙТЕ Р.: 1959. Пески береговой зоны Юго-восточного побережья Балтийского моря (гранулометрический анализ). Географический ежегодник, т. 2. Вильнюс.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1960. Исследования динамики и морфологии берегов Балтийского моря в Литве. Сб. XXI Междуна. Геол. Конгр. Вильнюс.
- ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1968. Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море). Сб. «Океанологические исследования», № 19, «Наука».
- ФИЛИМОНОВ А. И.: 1966. Некоторые данные о вдольбереговых течениях. «Исследования гидрологии и морфологии процессов береговой зоны моря», «Наука».
- ЗЕНКОВИЧ В. П.: 1962. Основы учения о морских берегах. Изд. АН СССР, М.
- КАТИНАС В.: 1966. Фациальное строение янтареносной толщи Южной Прибалтики и условия ее образования. В сб. «Литология и геология полезных ископаемых Южной Прибалтики», Вильнюс.
- КНАПС Р. Я.: 1952. Оградительные сооружения типа молов и движение наносов на песчаных побережьях. Изв. АН Латв. ССР, № 6, Рига.
- КНАПС Р. Я.: 1966. Перемещение наносов у берегов Восточной Балтики. В сб. «Развитие морских берегов в условиях колебательных движений земной коры», Таллин.
- СТАУСКАЙТЕ Р. А.: 1962. Минералогический состав песков береговой зоны Балтийского моря на участке Швентойи—Янтариос. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б, 4 (31), Вильнюс.
- СТАУСКАЙТЕ Р. А.: 1966. Литология и литодинамика современных наносов береговой зоны юго-восточной Балтики. Автореферат канд. диссертации. Вильнюс.
- УЛЬСТ В. Г.: 1963. Некоторые закономерности концентрации тяжелых минералов в береговой зоне моря. Вопросы четвертичной геологии, II. Тр. Ин-та геол. Латв. ССР, XI. Рига.
- LOSINSKI J., MASICKA H., 1962. Badania mineralów ciężkich w piaskach plażowych zatoki Gdańskiej. Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego, 1. 32. Kraków.
- PRATJE O.; 1932. Der Verbleib des Abbruchmaterials der Samlandküste. Schr. d. phys. ök. Ges. Königsberg.
- PRATJE O.; 1948. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. Deut. Hydr. Zeitschr., b. 1, 2/3.
- PRATJE O., 1956. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee. Deut. Hydr. Zeitschr., b. 1.
- TORNQUIST A., 1910. Geologie von Ostpreussen. Berlin.

[Поступило: 27.3.1968]

SEDIMENTATION CHARACTERISTICS IN THE SOUTH-EASTERN PART OF THE BALTIC SEA ON THE DATA OF MINERALOGICAL ANALYSIS

by

A. I. BLAZHCHISHIN & M. M. USONIS

SUMMARY

The abrasion of the Sambian peninsula shores and pulp outwash of an amber mill at Jantarnoje are of great importance in feeding bottom sediments of the south-eastern Baltic Sea with the sedimentary material. On the data of granulometric (287) and mineralogical (187 samples) analyses two sedimentary regions: the near-shore and the deep-sea ones are distinguished. The zone of relict coarsegrained deposits and that of ancient accumulation are placed between them. The certain assemblages of heavy and light minerals is representative of bottom sediments of each of the distinguished zones.

The most complete differentiation of fine-grained sand and coarse silt is observed in the near-shore sedimentary area where the zones of silt accumulation, sand accumulation, zones of dynamical equilibrium and washout are distinguished. Such minerals as amphiboles and epidotes are concentrating in zone of accumulation, and ilmenite, zircon and garnet do in those of dynamical equilibrium.

The complex combination of mineralogical differentiation is observed in the near-shore zone. As the distance from the shore-line is increased and the capacity of drift flow is decreased different minerals leave the main mass of the sedimentary material in consecutive order depending on their hydraulic size. The main minerals of coarse-silt fraction are in such an order according to their hydraulic size: ilmenite-zircon-garnet-epidote-amphiboles-glaucanite-feldspars-mica.

The along-shore drift is representative of the main mass of sand and silt. Minerals of Tertiary rocks as glauconite and phosphate penetrate with the drift flow for in the north, passing the Klaipėda Strait. But some abrasion and pulp material migrate to the north of the Sambian peninsula, along the eastern slope of the Gdansk deep.

**EIGENTÜMLICHKEITEN DER SEDIMENTBILDUNG
IM SÜDLICHEN TEIL DER OSTSEE AUF GRUND
DER MINERALOGISCHEN ANALYSE**

von

A. I. BLASHTSCHISCHIN & M. M. USONIS

ZUSAMMENFASSUNG

Eine grundlegende Bedeutung in der Ernährung mit dem Sedimentmaterial des südlichen Teils der Ostsee gehört der Strandabrasion der samländischen Halbinsel und der Abraumproduktion des Jantarnoje Bernsteinkombinats. Nach den Angaben der granulometrischen (287 Proben) und mineralogischen (187 Proben) Analysen sind zwei Sedimentgebiete zu unterscheiden: litorale und bathyale. Zwischen ihnen befindet sich eine Zone der grobkörnigen Reliktablagerungen und eine Altakkumulationszone. Die Bodensedimente dieser Zonen sind durch den bestimmten Satz von Schwer- und Leichtmineralen gekennzeichnet.

Einer gründlichen Differenzierung unterliegt das Sedimentmaterial des feinkörnigen Sandes und des Grobschluffes in dem Strandgebiet, wo kann man die Subzonen der Schluff- und Sandakkumulation, sowie des dynamischen Gleichgewichts und der Abspülung unterscheiden.

In der Akkumulationszone konzentrieren sich Amphibol und Epidot, und in der Zone des dynamischen Gleichgewichts — Ilmenit, Zirkon und Granat.

Mit der Entfernung von der Strandlinie und mit der Kapazitätsverminderung des Sandstromes fallen verschiedene Mineralen aus der Hauptmasse des Sedimentmaterials streng aufeinander folgend, je nach der Abhängigkeit von der hydraulischen Grösse, aus. Die Hauptminerale des Grobschluffes richten sich nach ihrer hydraulischen Grösse folgendermassen: Ilmenit, Zirkon, Granat, Epidot, Amphibole, Glaukonit, Feldspaten, Glimmer.

Für die Hauptmasse des Sand-Schluff Materials ist die strandparallele Verlagerung kennzeichnend. Mineralen der Tertiärgesteine wie Glaukonit und Phosphate dringen mit dem Küstensandstrom weit nach Norden ein, an den Klaipėda-Tief vorbei. Ein gewisser Teil des Abrasions- und Abraumpaterials der Bernstein-Bergbauwerke verlagert sich auch von samländischen Halbinsel nach Süden, parallel der östlichen Flanke der Bucht von Gdansk.

BALTICA

Vol. 4

Pag. 145—168

Vilnius, 1970

**НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО РЕЛЬЕФУ ДНА
И СТРОЕНИЮ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ**

*А. И. БЛАЖЧИШИН, В. М. ЛИТВИН, Л. ЛУКОШЯВИЧЮС,
М. В. РУДЕНКО, Калининград, Вильнюс*

Район Балтийского моря в геологическом и геоморфологическом отношении является одним из наиболее изученных. Особенно разработаны вопросы строения окружающей суши и побережий. Дно моря исследовано менее детально. Выполненные за последние десятилетия измерения глубин и сборы проб донных осадков экспедициями различных стран преследовали главным образом цели общего географического и гидрографического изучения дна водоема, составление морских и грунтовых карт. Были сделаны описания рельефа дна и рассмотрены некоторые вопросы его происхождения (Giere, 1938). В ряде работ описаны донные осадки (в основном верхний слой) и частично охарактеризован их вещественный состав (Gröpenberg, 1934; Prati, 1948; Горшкова, 1963). В последние годы весьма интенсивно изучались древнебереговые образования на территории прибалтийских стран (Гринбергс, 1957; Гуделис, 1955, 1961а, 1961б; Ульст, 1960; Роза, 1959; Хуртиг, 1955 и др.). Начаты детальные работы по исследованию подводного берегового склона и лагун южной и восточной Прибалтики (Павлидис, Болдырев, 1961; Кабайлене, 1967; Gudelis, 1960; Гуделис, 1959 и др.).

Однако геоморфологии дна моря и строению осадочной толщи за пределами подводной береговой зоны уделялось значительно меньше внимания. Непосредственных исследований дна открытой части моря под таким углом зрения почти не проводилось. Например по строению осадочной толщи центрального сектора Балтики имеются только работы по району Гданьского залива (Masicka, 1965; Вацук, 1967; Давыдова, и др., 1967). С другой стороны, проведение геолого-геоморфологических исследований дна Балтийского моря в широких масштабах, несомненно, может дать ряд дополнительных материалов для решения вопросов геологического строения и истории развития этого района.

В 1965—1967 гг. Атлантическое отделение Института океанологии АН СССР (АО ИОАН) предприняло геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». Район работ охватывал центральный сектор моря от Гданьского залива до широты северной оконечности острова Готланд. В семи экспедициях, проведенных за это

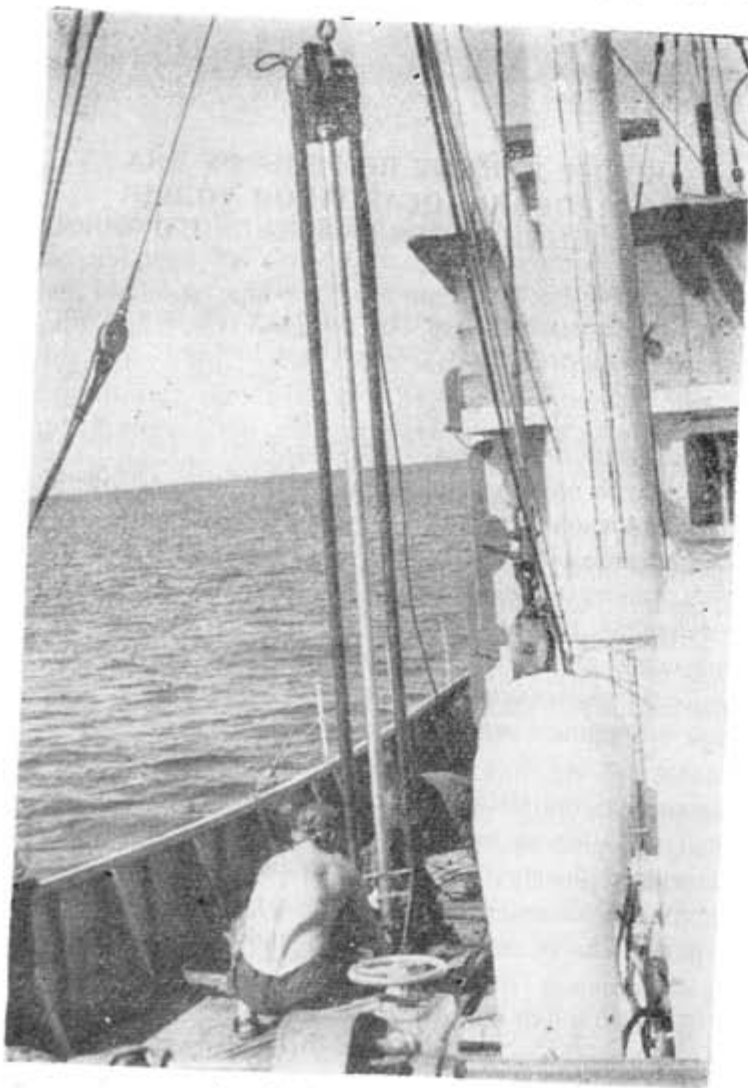


Фото 1. На палубе судна...

время, было собрано 885 проб донных осадков дночерпателем и 494 колонки (длиной до 4 м) грунта с помощью прямоточной и вибропоршневой трубок (Блажчишин, Емельянов, 1969), а также проведен эхолотный промер дна. Собранный материал полностью еще не обработан, поэтому изложенные ниже данные носят предварительный характер.

Рельеф дна. Наши исследования охватили подводный склон в юго-восточной части моря, Готландскую впадину, северный край Гданьской

впадины. Ряд профилей пересекает вал к югу от Готланда и южную часть Эландской впадины (рис. 2).

Подводный склон в юго-восточной части моря в целом пологий и мало расчленен. Наиболее выравнена его нижняя часть (см. рис. 2, профили 2—6, А, Б). Здесь от берега до глубин 40—50 м простирается очень ровная поверхность с уклонами не более 3—5'. На западе она постепенно

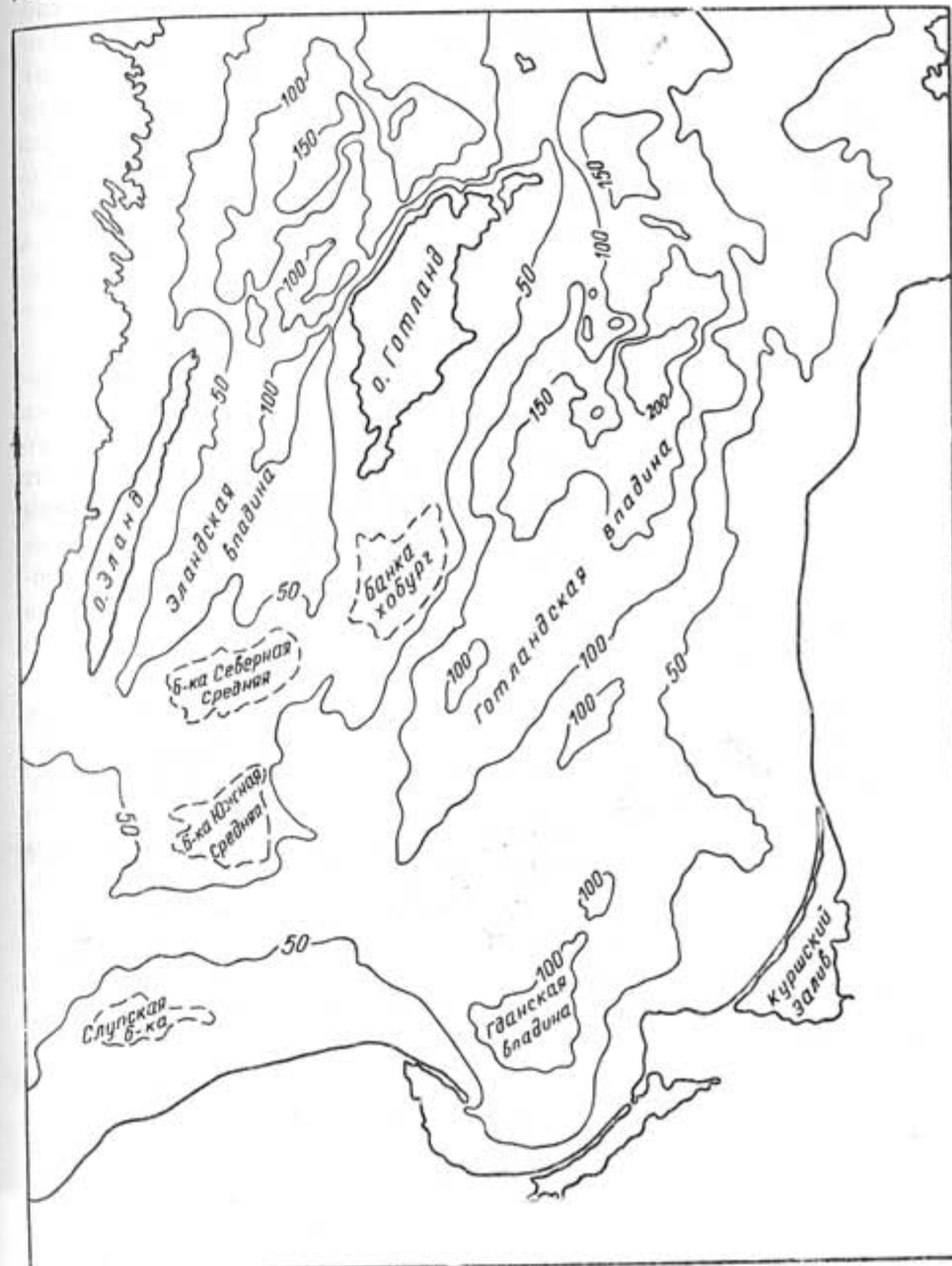


Рис. 1. Батиметрическая схема центральной и юго-восточной частей Балтийского моря

переходит в дно Гданьской впадины. Самой заметной формой рельефа, осложняющей этот участок, является подводная долина, которая простирается от средней части Куршской косы сначала на северо-запад, затем на запад и юго-запад. Она прослеживается с глубины около 30 м и достигает дна Гданьской впадины. В верхней своей части долина хорошо видна в рельефе (см. профиль В). Ниже по склону в современном рельефе она становится почти незаметной, но достаточно хорошо прослеживается по записям слоистости донных отложений, полученных эхолотом (профили А и З). Мощность рыхлых осадков (в основном, илов), заполняющих долину, достигает 8—10 м. Все значения мощностей осадков получены по шкале эхолота, рассчитанного на скорость звука 1,5 км/сек. В действительности, скорость звука в осадках может достигать 1,6—1,7 км/сек, поэтому фактические мощности осадков также должны быть несколько больше — примерно на 8—10%. На профиле А левее долины (т. е. к юго-западу) на глубинах 30—35 м видны характерные неровности дна, представляющие собой, вероятно, реликты моренных гряд, широко распространенных в Восточной Прибалтике.

Описанная подводная долина по своему положению является продолжением современной долины реки Неман. Повидимому, при более низком стоянии уровня моря река протекала значительно дальше своего современного положения и впадала в водоем, находившийся на месте Гданьского залива. В настоящее время наземная и подводная долины отделены друг от друга Куршской косой и заливом. Однако в отложениях косы в районе пос. Нида отмечаются аллювиальные пески со спорово-пыльцевыми спектрами добореального периода, что указывает на положение долины Пра-Немана (Кабайлене, 1967).

Дно Гданьской впадины очень хорошо выровнено. Судя по записям слоистости, оно покрыто слоем рыхлых осадков мощностью до 10—12 м (см. профиль 2). В то же время поверхность подстилающих более плотных отложений слегка всхолмленная. Борты впадины представляют собой в основном выровненные наклонные поверхности. Вдоль южного склона хорошо заметен довольно крутой уступ, верхний край которого располагается на глубинах 45—50 м, а подножье достигает глубины 70 м. Вероятно, он является погруженным клифом (береговым уступом) добореального Иольдиевого моря (Вацзук, 1967; Rosa, 1959). Вблизи западного побережья Самбийского полуострова на расстоянии нескольких километров от берега на дне обнаружен четкий уступ высотой до 9 м, подножье которого располагается на глубине 34 м. От него простирается выравненная (абразионная?) терраса, выработанная, повидимому, в третичных отложениях, которыми сложен сам полуостров.

Западнее Гданьской впадины, в пределах прибрежного мелководья, располагается серия банок, наиболее крупная из которых называется Слупской. Глубины на ней составляют менее 20 м, поверхность ее выравнена. Между ней и берегом имеется несколько подводных долин, которые образовались при более низком стоянии уровня моря. Судя по данным исследования древнеаллювиальных отложений, снижение уров-

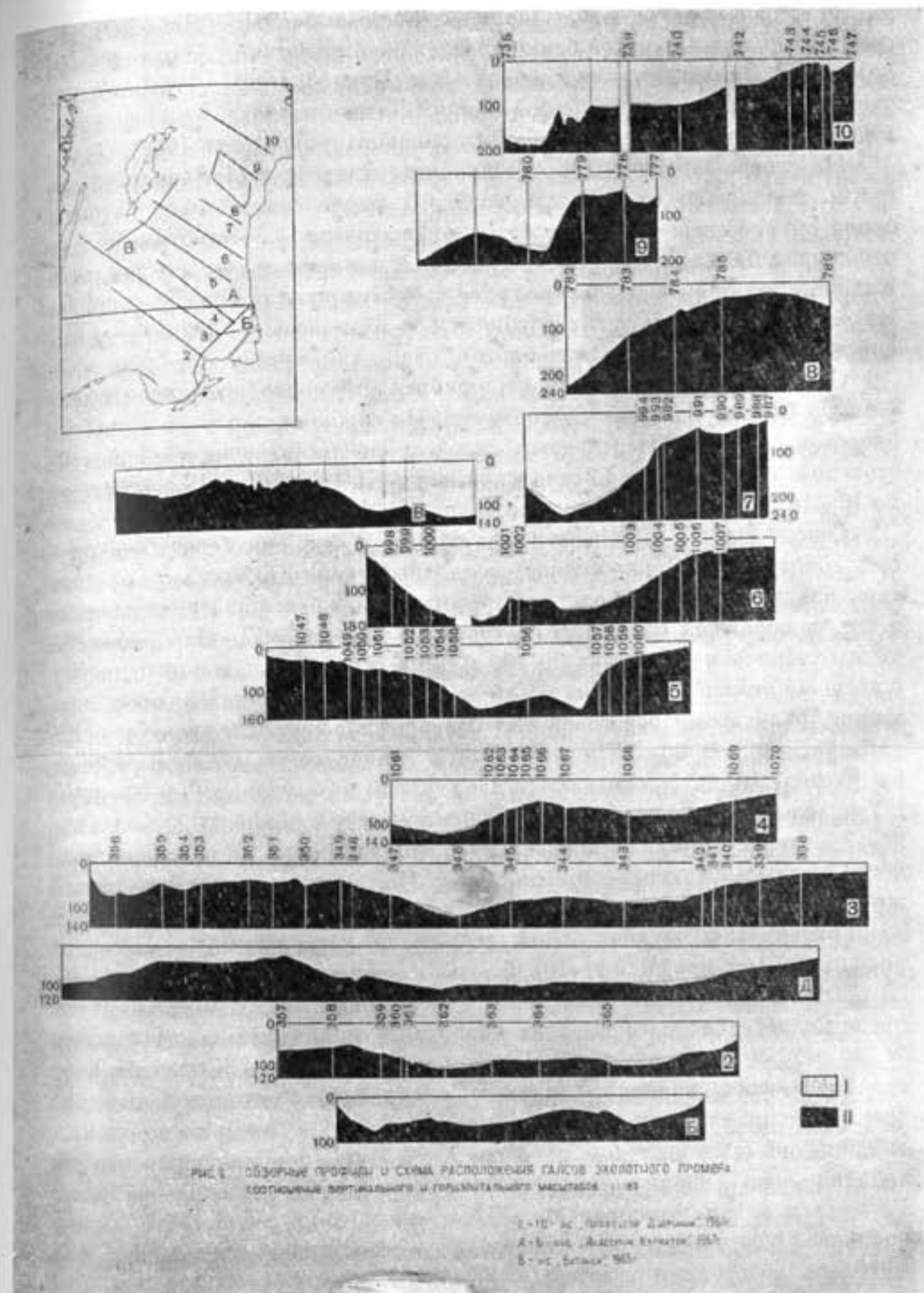


Рис. 2. Морфологические разрезы Центральной части Балтийского моря: 1 — рыхлые отложения; 2 — коренное ложе

ня могло быть до 30—35 м (Павлидис, Болдырев, 1961; Rosa, 1959). На северном склоне Слупской банки прослеживается четкий уступ, подножье которого располагается на глубине 45 м. Предполагается, что он отмечает собой положение береговой линии Балтики в предлиториновое время, т. е. до начала трансгрессии Литоринового моря (Rosa, 1959).

На северо-западе Гданьская впадина отделена от Готландской порогом, вершинная поверхность которого выравнена и имеет глубины около 80 м. Северо-восточнее этого порога располагается относительно небольшая банка с глубинами менее 50 м, которую мы будем называть Клайпедской банкой. Поверхность ее слегка выпуклая (см. профиль 4). На ее восточном склоне на глубинах 63—65 м имеется терраса, внешний край которой граничит с бортом Гданьской впадины.

Севернее Клайпедской банки прибрежный подводный склон сужается, но уклоны его также очень малы. На глубинах около 35 м он сменяется несколько более крутым склоном, представляющим собой собственно восточный борт Готландской впадины. Уклоны здесь возрастают до 15—18' (профили 5—6), поверхность склона выравнена.

Севернее мыса Акменьрагс (где общее простирание берега меняется с северного на северо-восточное) подводный склон от берега к Готландской впадине уже не представляет собой единой выравненной поверхности, а осложнен отдельными ступенями (террасами). На профиле 7 видны террасы на глубинах 30—32 м и 50—52 м. Последняя ограничена с внешней стороны грядой высотой до 10 м, представляющей собой, возможно, реликтовый береговой вал. На профиле 8 прослеживаются террасы на глубинах 30—33 м и около 60 м. Наиболее четко они выражены на профиле 10. Здесь отмечаются две террасы на глубинах 12 и 56—58 м и террасовидная поверхность на глубине 94—98 м шириной 20 миль. На ней, в отличие от террас, получены записи слоистости, по которым мощность рыхлых осадков достигает 4—5 м. Под ними располагается такая же выравненная поверхность более плотных отложений.

Готландская впадина была пересечена несколькими эхолотными профилями (см. профили 2—10). Вдоль ее оси четко прослеживается вал, который в южной части имеет высоту от 20 до 60 м. Северная его часть представляет ряд более высоких поднятий с минимальными глубинами 91, 40 и 26 м, наиболее крупное из которых называется Клинтс-банкой.

Готландская впадина, следовательно, разделяется продольным валом на две параллельно протягивающиеся части. На самом южном конце впадины они сливаются (см. профили А, 2—4). По направлению к северу западная часть впадины простирается примерно до середины острова Готланд и затем выклинивается. Подводный склон от острова к дну впадины здесь представляет собой слегка всхолмленную наклонную поверхность со средним углом наклона 12'. Южнее Готланда, на склоне банки Хобург, имеются две локальные, слабо выраженные террасы на глубинах 34—36 и 56—62 м (профиль 5). Восточная часть Готландской впадины более обширна и простирается до широт северной оконечности острова Готланда, где ограничена порогом с глубинами менее

100 м. Здесь, а также к северу, рельеф дна моря значительно более неровный, чем на юге. Многочисленные холмы и гряды чередуются с котловинами и ложбинами, напоминая собой характерный ледниково-аккумулятивный рельеф. Это свидетельствует, очевидно, о значительной роли оледенения в формировании не только надводного (например, в Прибалтике), но и подводного рельефа.

Дно Готландской впадины имеет различные глубины. На юге они составляют немногим более 90 м, а к северу постепенно увеличиваются. В западной половине впадины глубины достигают 160—170 м, а в восточной — более 240 м. Судя по записям слоистости, дно впадины почти повсеместно, исключая краевые части, покрыто слоем рыхлых осадков, залегающих на более плотных отложениях. На юге и в средней части впадины мощность рыхлых осадков составляет 3—6 м (см. профили 2—6). Но далее к северу, в районе максимальных глубин, мощность этого слоя возрастает до 14—15 м (см. профили 7 и 10). При этом поверхность подстилающих отложений большей частью неровная, слегка холмистая. Отдельные, наиболее крупные неровности могут даже выступать в виде останцов над слоем рыхлых осадков, как это видно на профиле 6. В то же время современное дно впадины, покрытое рыхлым слоем отложений, в основном, хорошо выровнено. Отдельные небольшие понижения дна на ступенчатом склоне восточного борта впадины также частично заполнены рыхлыми осадками мощностью до 8 м (см. профиль 10).

Простирающийся к югу от Готланда подводный вал представляет собой довольно обширное поднятие, ширина вершинной поверхности которого достигает 25 миль (см. профиль В). Склоны его представляют собой преимущественно выравненные наклонные поверхности с уклонами 5—6'. Вершинная поверхность, напротив, неровная, осложненная повышениями дна (холмами и грядами) высотой до 20—25 м при протяженности этих форм порядка 1—2 мили. Однако на наиболее возвышенных участках вала, в том числе и на банках, рельеф значительно более ровный. Наблюдается несколько таких уровней. На западном склоне банки Южная Средняя (см. профиль А) четко видны три выравненные поверхности: на глубинах 26, 35 и 60—61 м. Наиболее широкая из них — средняя (до 8—10 миль), в то время как ширина остальных не превышает 2 мили. Восточный склон банки представляет собой ровную наклонную поверхность которая на глубине 68 м переходит в террасу шириной до 3 миль. Внешний край этой террасы обрывается довольно крутым склоном к дну небольшого желоба с глубиной 78 м.

Эландская впадина была пересечена только одним профилем (профиль 3). Судя по эхолотным записям, борта впадины представляют собой ровные поверхности с уклонами 6—12'. Дно впадины также выравнено и большая его часть покрыта рыхлыми осадками мощностью около 4 м.

Таким образом, рельеф дна центральной и южной частей Балтийского моря в целом значительно выравнен. Уклоны его поверхности почти повсеместно невелики (менее 0,5°). Формы холмисто-грядового рельефа

имеют ограниченное распространение. В северной части Балтики, напротив, рельеф более сложен, представляя собой беспорядочное чередование банок и котловин. Довольно широко представлены формы холмисто-грядового рельефа.

Эти особенности геоморфологии дна Балтийского моря можно объяснить ходом его позднего и послеледникового развития. Как известно, последний ледниковый покров занимал все пространство моря, достигая Северо-Польской низменности (Saugamo, 1958). После окончательного отступления ледник оставил на занимаемой ранее поверхности многочисленные ледниково-аккумулятивные формы рельефа в виде различных гряд, холмов и западин. Такой тип рельефа, как известно, имеет широкое распространение в Восточной Прибалтике. Очевидно, аналогичные формы были созданы и на дне современного Балтийского моря. Уровень водоемов, существовавших здесь в позднем и в самом начале послеледникового времени, был значительно ниже современного, также как и уровень мирового океана. Поэтому значительная часть дна Балтийского моря, особенно в его центральной и южной частях, представляла собой сушу. По прибрежным низменностям текли древние реки, впадавшие в существовавший тогда водоем. На дне водоема отлагались массы осадочного материала, выносимые реками и флювиогляциальными потоками, а также материал, поступающий за счет абразии берегов, которые быстро выравнивали их первоначальный холмистый (ледниково-аккумулятивный) рельеф. Это хорошо видно на эхолотных записях слонистости осадков в Гданьской и Готландской впадинах.

В дальнейшем, в течение всего послеледникового времени вплоть до современного периода происходило поднятие уровня Балтики. Оно также было неравномерным, трансгрессии сменялись периодами частичных регрессий, но как бы то ни было, зона волнового воздействия все время перемещалась, достигнув в конце концов современного положения. При этом произошло почти полное «срезание» первичных ледниково-аккумулятивных неровностей на тогдашних прибрежных низменностях центральной и южной частей Балтики, что привело к созданию современного выравненного подводного рельефа. Сохранились лишь отдельные реликты ледниково-аккумулятивного рельефа в виде холмисто-грядовых форм.

В северной части Балтийского моря такой рельеф сохранился значительно лучше. Этот район значительно позже освободился от ледникового покрова, чем юг Балтики. Формы ледникового рельефа здесь более молодые, поступлений значительных масс осадочного материала, по-видимому, не было, а трансгрессия моря уже достигла такого уровня, что волновое воздействие уже не ощущалось в достаточно действенной форме. К этому надо добавить, что северные районы Балтики, как известно, были вовлечены в общее позднее и послеледниковое поднятие Фенноскандии, достигшее значительных размеров. Поэтому в более ранние стадии развития Балтики, когда ее уровень был ниже, поверхность дна ее северных районов также была глубже, чем сейчас, и поэтому в большинстве своем не попадала в зону волнового воздействия.

Учитывая то, что северные районы Балтики испытывают поднятие, а южные практически являются стабильными, следует ожидать, что древние береговые формы (клифы, террасы) с юга на север должны повышаться. На суше это хорошо заметно и отражено в схемах М. Саурамо (Saugamo, 1958). Наши материалы по геоморфологии дна в общем подтверждают это, хотя изменение глубин террас к северу оказывается не таким большим, как следует из схем М. Саурамо. Подножье древнего клифа, расположенного на глубине 70 м на южном склоне Гданьской впадины, отмечает собой, как установлено по данным бурения на Хельской косе, положение добореального Иольдиевого моря (Вацзук, 1967). Обнаруженные нами террасы на склонах банок Клайпедской и Южной Средней и на обеих сторонах Готландской впадины, глубины которых постепенно уменьшаются к северу от 65 до 52 м, по всей вероятности, также представляют собой береговые формы добореального Иольдиевого моря. С этим согласуются данные о положении дна добореальной долины Пра-Немана в районе Куршской косы на 32 м ниже современного уровня моря (Кабайлене, 1967; Gudelis, 1955; Гуделис, 1959, 1961).

Более высоко располагаются террасы, приуроченные ко времени предлиториновой регрессии Балтики. Подножье древнего клифа и абразионная терраса на северном склоне Слупской банки, приуроченные к этой стадии, располагаются на глубине 45 м. Отмеченные нами террасы у Самбийского полуострова, на склонах банки Южная Средняя и по обеим сторонам Готландской впадины, глубины которых составляют от 30 до 36 м, вероятно, также имеют этот же возраст. После их формирования началась наиболее обширная литориновая трансгрессия, которая имела две стадии. Четко выраженных береговых форм на дне моря, относящихся к этому периоду развития Балтики, почти не видно. Возможно, к ним относятся террасы с глубинами 12 и 26 м.

Тот факт, что на дне центральной и южной частей Балтийского моря не так сильно ощущается эффект поднятия Фенноскандии, как это видно по наземным формам, свидетельствует о неотектоническом погружении впадин моря. Это в какой-то степени компенсирует поднятие северных районов, а на юге приводит к прогибанию Гданьской впадины. Поэтому более правильна новая схема поднятия Фенноскандии, составленная Н. И. Николаевым (Nikolaev и др., 1967), на которой изобазы огибают впадины Балтийского моря с севера, а не пересекают их поперек от западного берега к восточному, как показано на схемах М. Саурамо (1958).

Донные осадки. Составленная в результате наших работ схема распределения донных осадков (рис. 3) отличается от ранее опубликованных аналогичных схем и карт (Горшкова, 1963; Prati, 1948) не только большей детальностью, но и тем, что здесь применена классификация донных осадков по преобладающей фракции (Безруков, Лисицын, 1960). На схеме выделены современные осадки (гравийно-галечные, пески, алевриты, илы) и древние отложения (плейстоценовые), представленные морскими суглинками и послеледниковыми глинами.

Плейстоценовые отложения либо обнажаются, либо прикрыты очень тонким (5—10 см) слоем современных осадков.

Строение и мощность голоценовых осадков. За нижнюю границу голоцена большинством исследователей, вслед за Де-Геером принимается начало регрессии Балтийского ледникового озера (бореальная климатическая фаза), а продолжительность голоцена оценивается примерно

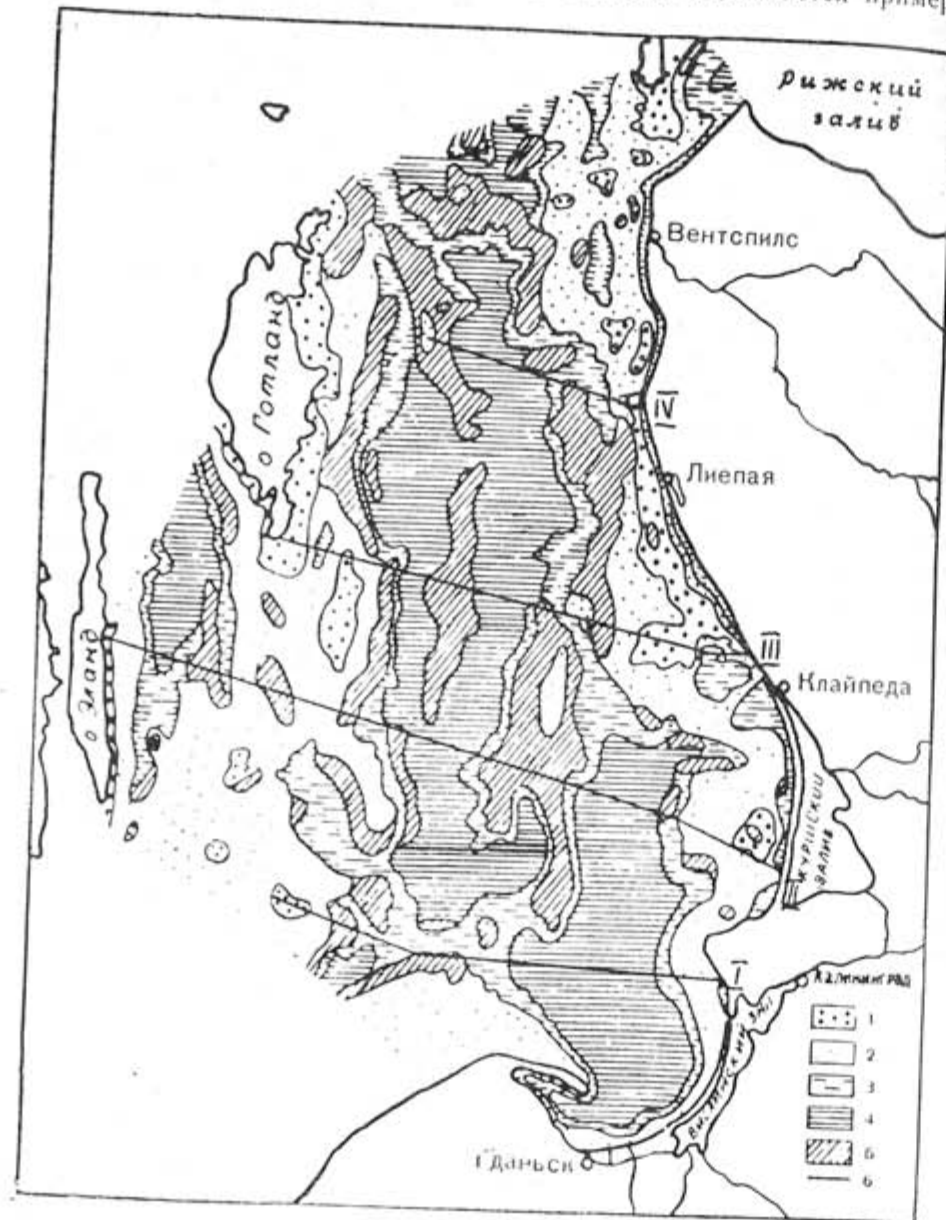


Рис. 3. Схематическая карта донных осадков центральной и юго-восточной частей Балтийского моря (по Блажчишину и Емельянову, 1969)
1 — гравийно-галечные отложения с валунами; 2 — пески; 3 — алевроиты (крупные и мелкие); 4 — илы (алевроит-пелитовые и пелитовые); 5 — плейстоценовые отложения, обнажающиеся на дне или прикрытые тонким (до 10 см) слоем современных осадков; 6 — линии литологических профилей

в 10—11 тыс. лет. Мы определяли подошву голоценовых отложений по результатам детального визуального изучения колонок. При этом использовались предварительные данные палинологического исследования 4-х колонок, представленные нам О. Кондратене, за что авторы выражают ей глубокую благодарность. В местах очевидного стратиграфического несогласия граница голоцена определяется хорошо, но в ряде колонок из глубоководной части моря, где наблюдается постепенный переход от илов к позднеледниковым глинам, эта граница проведена нами в какой-то степени условно.

Голоценовые отложения Балтийского моря имеют различный литологический состав и разную мощность. В глубоководной части моря наибольшей мощности (более 3 м) они достигают в Гданьской впадине и севернее при впадении в нее долины Пра-Немана. Меньшей мощностью характеризуются голоценовые осадки Готландской впадины. Даже в ее северной, наиболее глубокой части их мощность составляет только 2,15 м. В Эландской впадине мощность голоценовых осадков еще меньше — 1,0—1,5 м. Как мы указывали выше, во всех этих впадинах эхолотом записана слоистость, причем толщина верхнего «рыхлого» слоя оказывается значительно больше мощности голоценовых осадков, определенной по колонкам. Очевидно, в этот слой, записываемый эхолотом, попадают не только голоценовые, но и какие-то поздние-ледниковые отложения, также акустически более прозрачные, чем подстилающая их поверхность. Х. Игнатиус, изучив колонки осадков Северной Балтики длиной до 10 м, пришел к выводу, что они представлены после- и позднеледниковыми отложениями. В нижних частях колонок отмечены ленточные глины (Ignatius, 1958). Эхолот же фиксирует в этой части моря «рыхлый» слой почти в два раза более мощный. Длина колонки, взятой польскими исследователями в Гданьском заливе, также достигает 10 м. В нижних ее слоях повышается содержание известкового материала, что свидетельствует о близком контакте глин с нижележащей мореной (Masicka, 1965). Мощность записанного эхолотом «рыхлого» слоя здесь составляет около 10—12 м, поэтому можно предполагать, что подстилающий отражающий горизонт представляет собой кровлю моренных отложений. В других местах этот отражающий горизонт может быть представлен не только мореной, но и другими отложениями. На поднятиях дна в Готландской впадине часто обнажаются плотные темнокоричневые глины. Эхолот в таких местах не пишет слоистости, либо отмечает только небольшой прерывистый слой рыхлых осадков, заполняющих «карманы» в кровле глин (рис. 6). В этих глинах не отмечается ленточной слоистости и они вероятно представляют собой более древние межстадиальные образования последнего оледенения. Покрывавшие их более молодые отложения могли быть смыты.

На склонах бортов впадин мощность голоценовых осадков с уменьшением глубины быстро сокращается и затем сходит на нет. Подводные пороги, разделяющие впадины, а также мелководные выровненные участки дна вдоль восточного побережья Балтики, практически лишены (или

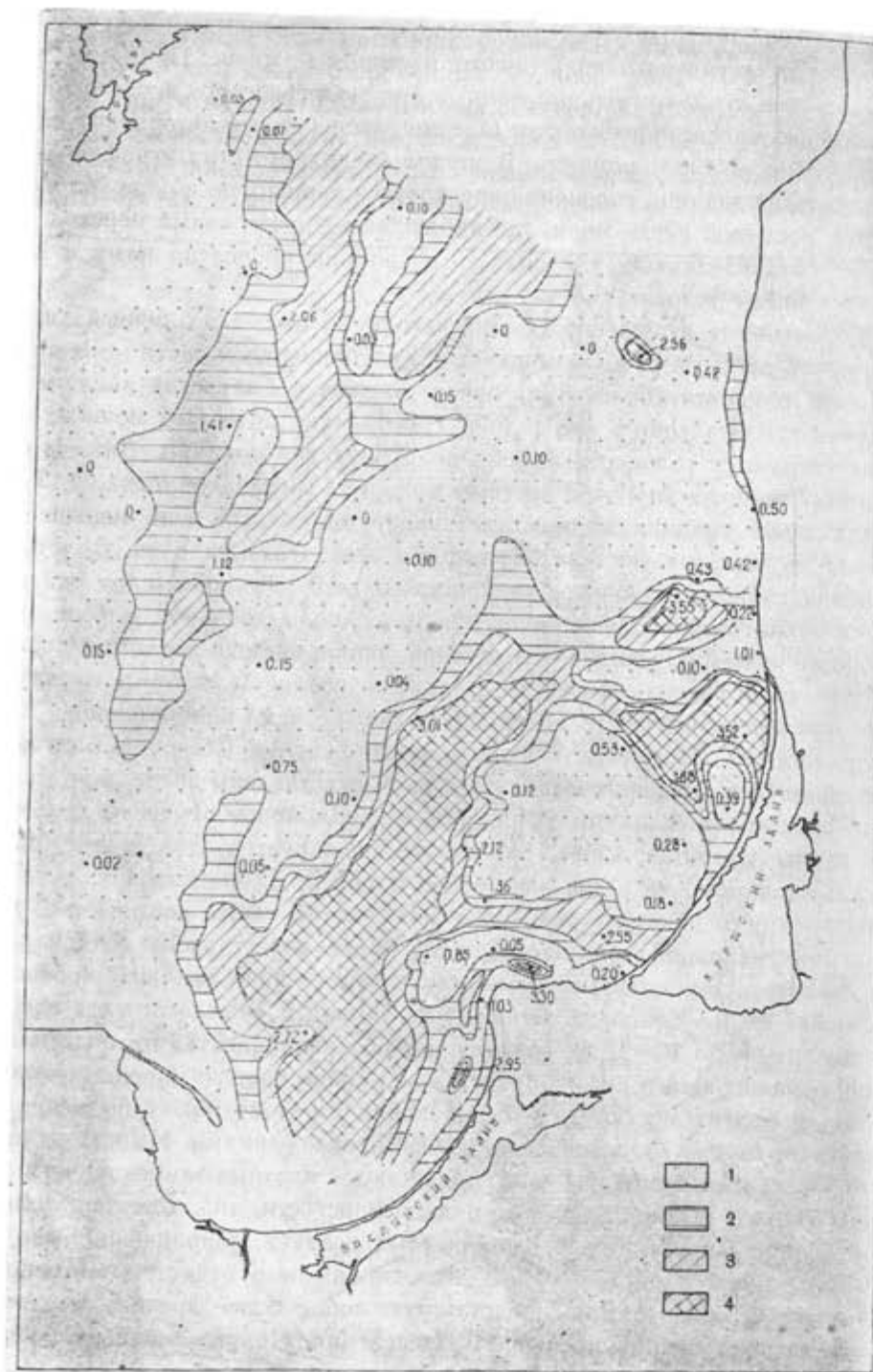


Рис. 4. Схема мощностей голоценовых осадков в юго-восточной части Балтийского моря (схема составлена по данным более чем 400 станций, в том числе по данным 204 колонок)
 1 — <1 м; 2 — 1–2 м; 3 — 2–3 м; 4 — >3 м

почти лишены) покрова голоценовых осадков. Прибрежные участки представляют собой по существу поверхность моренного плато, которое является подводным продолжением аналогичной наземной поверхности Восточной Прибалтики. Исключение составляют только узкая прибрежная полоса, древние эрозионные (речные) долины и отдельные понижения, где мощность голоценовых осадков резко возрастает. Особенно хорошо это видно в районе Куршской косы и Самбийского полуострова (рис. 4). Вскрытая мощность голоценовых осадков здесь достигает 3,9 м, а истинная, видимо, значительно больше — по М. Кабайлене (1966) подошва голоцена в районе погребенной долины Пра-Немана (Куршская коса, у Ниды) залегает на отметке — 32 м. В современном рельефе, как указывалось выше, хорошо выражена только долина Пра-Немана, а остальные понижения почти полностью заполнены осадками и в рельефе не видны или выражены слабо. На схеме мощностей голоценовых осадков от южного конца Куршской косы на запад прослеживается слабо выраженное в рельефе долинообразное понижение, которое, однако, не находит продолжения на суше. Еще одно небольшое понижение отмечается вдоль северного берега Самбийского полуострова. Севернее долины Пра-Немана располагается другая, заполненная осадками, депрессия, которую можно, по-видимому, считать продолжением долины реки Швентойи. Направление этих долин и долинообразных понижений примерно одинаково — их русла впадают в Гданьскую котловину, т. е. они направлены в сторону края отступающего ледника, лопасть которого заполняла Гданьскую впадину. Система долин Пра-Немана выработана была, вероятно, уже в плейстоценовое время, на что указывают обнажающиеся по бортам долин позднеледниковые ленточные супеси и суглинки, залегающие на моренном субстрате.

Строение голоценовой осадочной толщи показано на четырех литологических профилях, построенных нами по данным изучения колонок (рис. 5). Во впадинах Балтийского моря голоценовая толща сложена преимущественно алевритово-пелитовыми и пелитовыми илами, в нижней части колонок переходящими в глины. Ближе к бортам впадины в разрезе появляются прослой более грубых осадков — мелкоалевритовых илов и крупных алевритов.

Верхний слой мощностью до 50–80 см (чаще всего 15–30 см) представлен слабоуплотненным творожистым илом зеленовато-серого цвета с черными пятнами. Сверху имеется тонкая (до 0,5–1,0 см) окисленная пленка бурого цвета. Однако, в Гданьской впадине и в северной части Готландской впадины такая пленка часто отсутствует и осадок сверху имеет черный цвет. В свежем состоянии этот «творожистый» ил обладает сильным запахом сероводорода. Отложился он в наиболее позднюю (субатлантическую) стадию развития Балтики.

К низу илы становятся все более консолидированными, цвет их изменяется до зеленовато-темносерого и серого, и в колонках появляется характерная стратификация, обусловленная чередованием тонких (3–5 мм, реже — до 1–2 см) прослоек ярко-черного цвета, обогащенных

гидротроиллитом и характеризующихся низкими содержаниями марганца. Прослойки эти часто совершенно обезвожены, сухие и имеют землистый облик. Перемежающиеся с ними прослойки, напротив, обогащены марганцем. Поэтому Э. Зейбольд назвал такую стратификацию «марганцевой» (Seibold, 1965); мы же считаем более правильным называть ее «гидротроиллитовой» стратификацией. Ее наличие является характерной особенностью голоценовой осадочной толщи Балтики. В других районах, например, в колонках грубоководных осадков Атлантического океана, гидротроиллит встречается только в виде нестратифицированных пятен черного цвета, равномерно или беспорядочно рассеянных в верхних частях колонок. Образование этих пятен гидротроиллита (аморфного моносульфида железа) американские исследователи связывают с деятельностью анаэробных бактерий, извлекающих сероводород из протеннов, входящих в состав органического вещества (Egihon и др., 1961). Так как осадки Балтийского моря чрезвычайно богаты органическим веществом (Горшкова, 1963; Gripenberg, 1934), то наличие в них значительных примесей коллоидного сернистого железа вполне понятно. Образование же гидротроиллитовой стратификации вызвано, как показал Э. Зейбольд (Seibold, 1965), диагенетическими процессами при периодическом вторжении во впадины Балтийского моря соленых вод из Северного моря. На диагенетический характер слоистости осадков Северной Балтики указывали также С. Грипенберг и Х. Игнатиус (Gripenberg, 1934; Ignatius, 1958).

В периферийных частях впадин Балтийского моря характер гидротроиллитовой стратификации изменяется. Здесь в нижних слоях илов появляется тонкая полосчатость, обусловленная чередованием темносерых и зеленовато- или розовато-серых прослоек. В основании этих слоев не отмечается базального горизонта, поэтому подобная слоистость ничего общего с ленточной слоистостью не имеет, а обусловлена, очевидно, теми же диагенетическими процессами, что и во впадинах моря.

Описанные илы с гидротроиллитовой стратификацией, мощность которых в Гданьской впадине чаще всего составляет 1,5—1,8 м, палинологически (определения О. Кондратене) охарактеризованы как отложения Литоринового моря и более поздние — суббореальные. В Готландской впадине мощность таких илов меньше — до 1 м и лишь в одном случае достигает 1,8 м.

Ниже по колонкам появляются светлосерые и зеленовато-светлосерые с голубоватым или розоватым оттенком мраморовидные, очень тонкие илы, в которых полосчатость слабо заметна, а гидротроиллит наблюдается в виде неясных черных примазок. Вскрытая мощность их в северной части Гданьской впадины составляет 55—76 см, в южной ее части — 67—92 см. В Готландской впадине (по данным 8 колонок) мраморовидные илы четко выделяются лишь в колонке из наиболее глубокой ее части (рис. 5, профиль IV, ст. 782). Мощность их здесь составляет 90 см (вышележащие полосчатые зеленовато-серые илы имеют мощность 59 см). В других колонках мраморовидные илы наблюдаются лишь в ви-

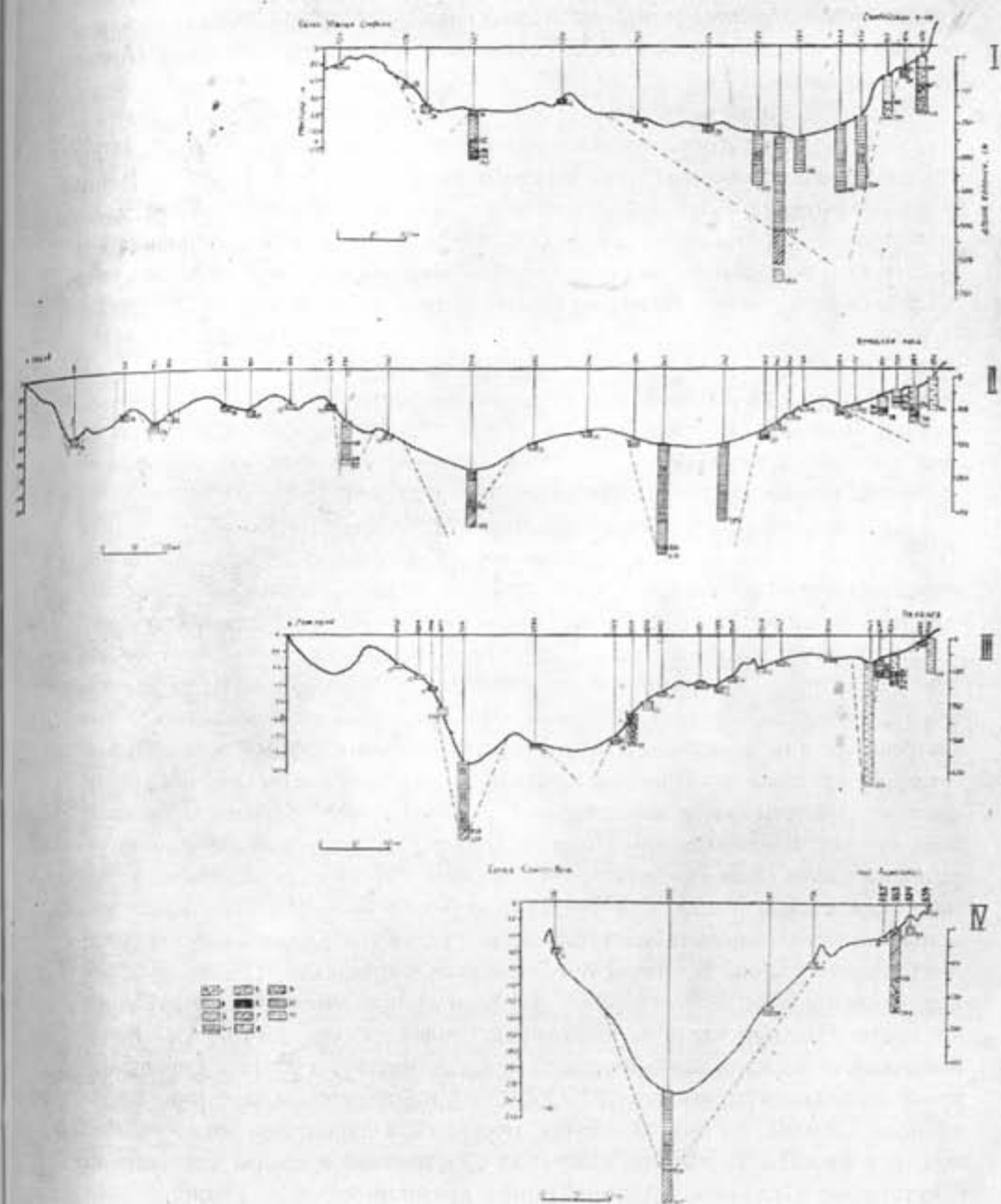


Рис. 5. Литологические профили через центральную и юго-восточную части Балтийского моря

Голоценовые отложения: 1 — гравийно-галечные осадки; 2 — пески; 3 — алевриты; 4 — илы; 5 — лагунные илы (гиттия); 6 — торф
Плейстоценовые отложения: 7 — глины позднеледниковые; 8 — суглинки и супеси позднеледниковые; 9 — суглинки моренные. Остальные обозначения: 10 — прослой с гидротроиллитом; 11 — подошва голоцена

де прослоев толщиной до 10—15 см среди полосчатых зеленовато-серых и серых илов. По данным колонки из центральной части Гданьской впадины мраморовидные илы по характеру спорово-пыльцевых спектров относятся к отложениям верхов бореальной климатической фазы (Анцилового озера).

Нижние слои голоценовых отложений во впадинах Балтики представлены серыми и темносерыми полосчатыми илами мощностью до 60—80 см. Предположительно мы относим их к отложениям добореального Иольдиевого моря. В наиболее полных разрезах (колонки из центральных частей Гданьской и Готландской впадин) такие илы постепенно, без видимого несогласия, переходят в нижележащие позднеледниковые розовато-серые или светлорозовые глины текучепластичной консистенции.

В периферических же частях впадин голоценовые осадки обычно ложатся на размытую поверхность плейстоценовых глин, которая обозначается базальными алевритовыми или песчаными прослойками. Базальные горизонты отмечаются и внутри голоценовых слоев, где они фиксируют различные стадии развития послеледниковой трансгрессии.

Для примера рассмотрим колонку со станции 83 (рис. 7), в которой О. Кондратене выделены атлантические и бореальные слои. Споро-пыльцевые спектры показали здесь отсутствие субатлантических и суббореальных слоев, которые, очевидно, были размыты или их мощность очень незначительна. Наиболее полно представлены атлантические отложения, причем по литологическим признакам в разрезе можно выделить две фазы трансгрессии Литоринового моря. Сверху лежат мелкоалевритовые полосчатые илы мощностью 30 см, а ниже — более грубый осадок: светлосерый крупный алеврит мощностью 70 см. Следовательно, в раннюю фазу отлагались более мелководные, а в позднюю — более глубоководные фации (максимум литориновой трансгрессии?). В основании литориновых слоев отмечен базальный горизонт (регрессия Анцилового озера). Бореальные отложения мощностью 84 см литологически представлены алевритово-пелитовыми илами с линзами (отторженцами?) глины ленточного облика. В основании илов залегает тонкий (1 см) прослой коричневой глины, а еще ниже — базальный прослой (0,5 см) крупного алеврита. Нижняя часть колонки представлена (мощность 48 см) плотной полосчатой глиной коричневого цвета, отнесенной нами к плейстоцену. В ее верхнем горизонте (205—219 см) найдена пыльца флоры бореального времени, но она находится, очевидно, в переотложенном залегании, а в нижнем горизонте (250—253 см) пыльца и споры совершенно отсутствуют. Отложения добореального времени, которые должны были бы залегать на плейстоценовых, в колонке не обнаружены. Это соответствует имеющимся в литературе представлениям о границах распространения добореального Иольдиевого моря в районе Гданьского залива и Самбийского полуострова (Rosa, 1963; Ważcyk, 1967).

В прибрежных частях моря голоценовые отложения представлены прибрежными фациями современных и более ранних (литориновой и

анциловой) стадий развития Балтики: крупные алевриты и пески различной крупности с прослоями гравийно-галечного материала, торфа и черного ила. Вдоль побережья Восточной Прибалтики наблюдаются

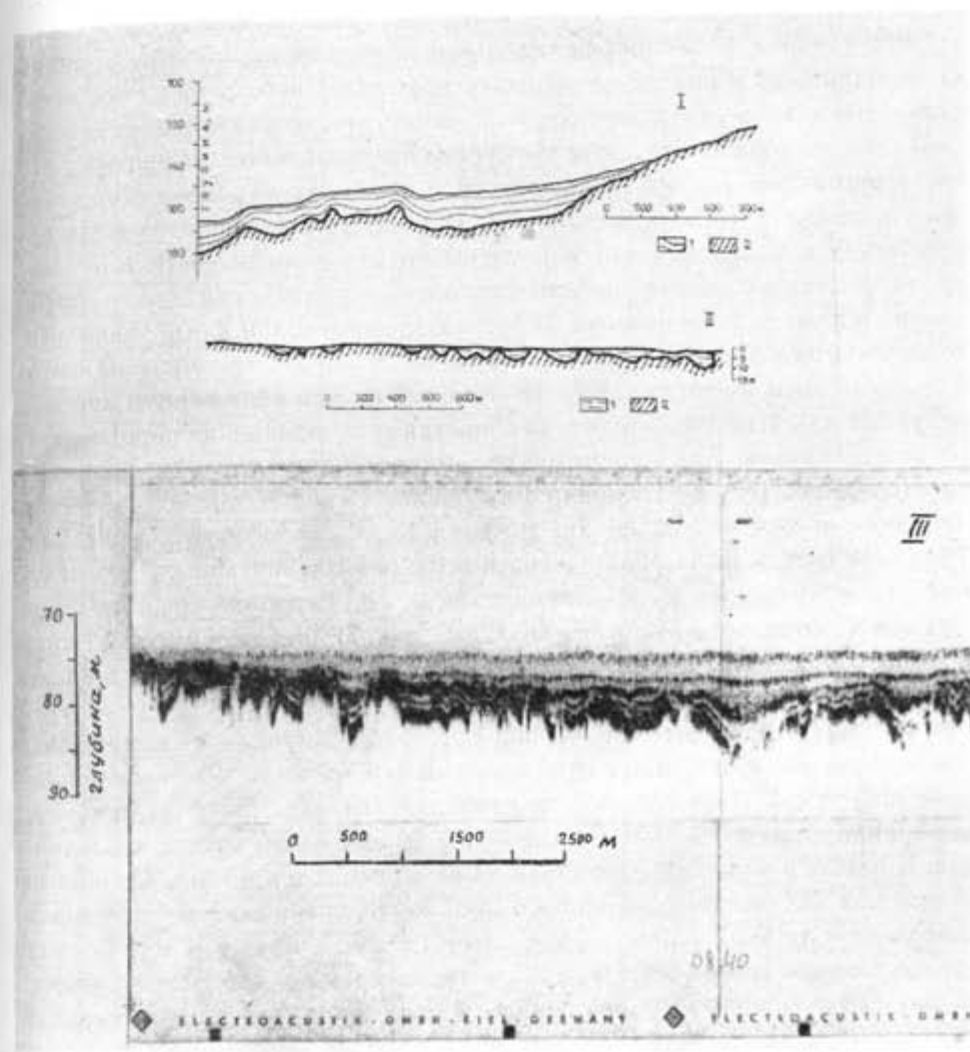


Рис. 6. Эхограммы с записью слоистости в толще осадков

- I. Облегающая слоистость в поздне- и послеледниковых отложениях (район к северо-востоку от о. Готланд).
1 — илы и слабо уплотненные глины; 2 — отражающий горизонт (морена или плотные глины).
- II. Заполнение осадками «карманов» в кровле плейстоценовых пород (район к северо-востоку от о. Готланд).
- III. Слоистость в осадках южной части Готландской впадины.

различные по мощности и литологическому составу разрезы мелководных отложений. Это, несомненно, обусловлено тем, что отдельные этапы послеледниковых трансгрессий проявились по-разному на разных участках побережья (Гринбергс, 1957; Гуделис, 1961а, б; Кессел, 1961, Ульст, 1960; Rosa, 1959). Например, в районе Самбийского полуострова (рис. 5, профиль I) мощность голоценовых осадков составляет не более 1—2 м.

В колонках резко преобладают пески с подчиненными прослоями крупных алевритов, с частыми базальными горизонтами. Верхняя часть разреза имеет морскую фауну, в нижних же слоях морская фауна отсутствует. Это позволяет предполагать, что низы колонок представляют собой континентальные отложения. В отдельных колонках (например, ст. 459, глубина 16 м) нижние слои песков относятся, по определениям О. Кондратене, к позднеледниковому времени. Часто в разрезах представлены только атлантические отложения, налегающие на размытую поверхность морены или даже третичные глауконитовые алевриты.

Другой тип разреза наблюдается в колонках в районе Куршской косы и севернее (рис. 5, профили II, III). Здесь в течение голоцена накапливались мощные, часто монотонные толщи морских песков и алевритов, местами с растительными остатками, прослойками ила и торфа, гравия и реже — ракушечника. В руслах древних долин в основании этих толщ залегают древнеаллювиальные пески. В районе прикорневой части Куршской косы на глубинах 6—10 м на дне иногда обнажаются древние лагунные илы (гиттия) — плотная слоистая гумусированная порода алевритового состава. При просмотре под микроскопом отдельных фракций такого осадка (ст. 568, глубина 10 м) обнаружено большое количество диатомей, а химический анализ показал 13,2% аморфного кремнезема. Такая же гиттия была обнаружена и в районе Вислинской косы на глубине 15 м под слоем песка мощностью 47 см. В районе средней части Куршской косы (ст. 336, глубина 12 м, рис. 7) под слоем песка мощностью 2 м вскрыты лагунные отложения мощностью 1 м, переслаивающиеся с торфом и песком. В то же время несколько мористее этой станции на глубине 15 м вибропоршневая трубка, пройдя толщу песков мощностью 3,6 м, подобных отложений не обнаружила. У северо-западного побережья Литвы на шести станциях (глубины 5—8 м) вскрыты торфяники, прикрытые тонким (не более 56 см) слоем песков и алевритов. В одном пункте эти торфяники даже обнажаются на дне. Подобные отложения образовались, повидимому, в изолированных и заболоченных озерах или лагунах, подобно современным Вислинскому и Куршскому заливам или озерам побережья Польши, во время регрессии моря примерно на 10—15 м ниже современного уровня. Вероятно, это был период, предшествовавший максимальной трансгрессии Литоринового моря.

Данные по мощности и строению голоценовых отложений позволяют заключить, что наиболее мощные толщи осадков накапливались в Гданьской и Готландской впадинах, в древних эрозионных долинах юго-восточной части моря и на подводном береговом склоне (древнебереговые образования и участки аккумуляции вдольбереговых потоков наносов). При этом темпы седиментации в прибрежной зоне были выше, чем во впадинах моря.

Из глубоких котловин наиболее интенсивно в течение голоцена заполнялась осадками Гданьская впадина, в которую поступали выносы крупных рек Вислы и Немана, а также продукты абразии берегов Самбийского полуострова, береговой уступ которого в течение голоцена от-

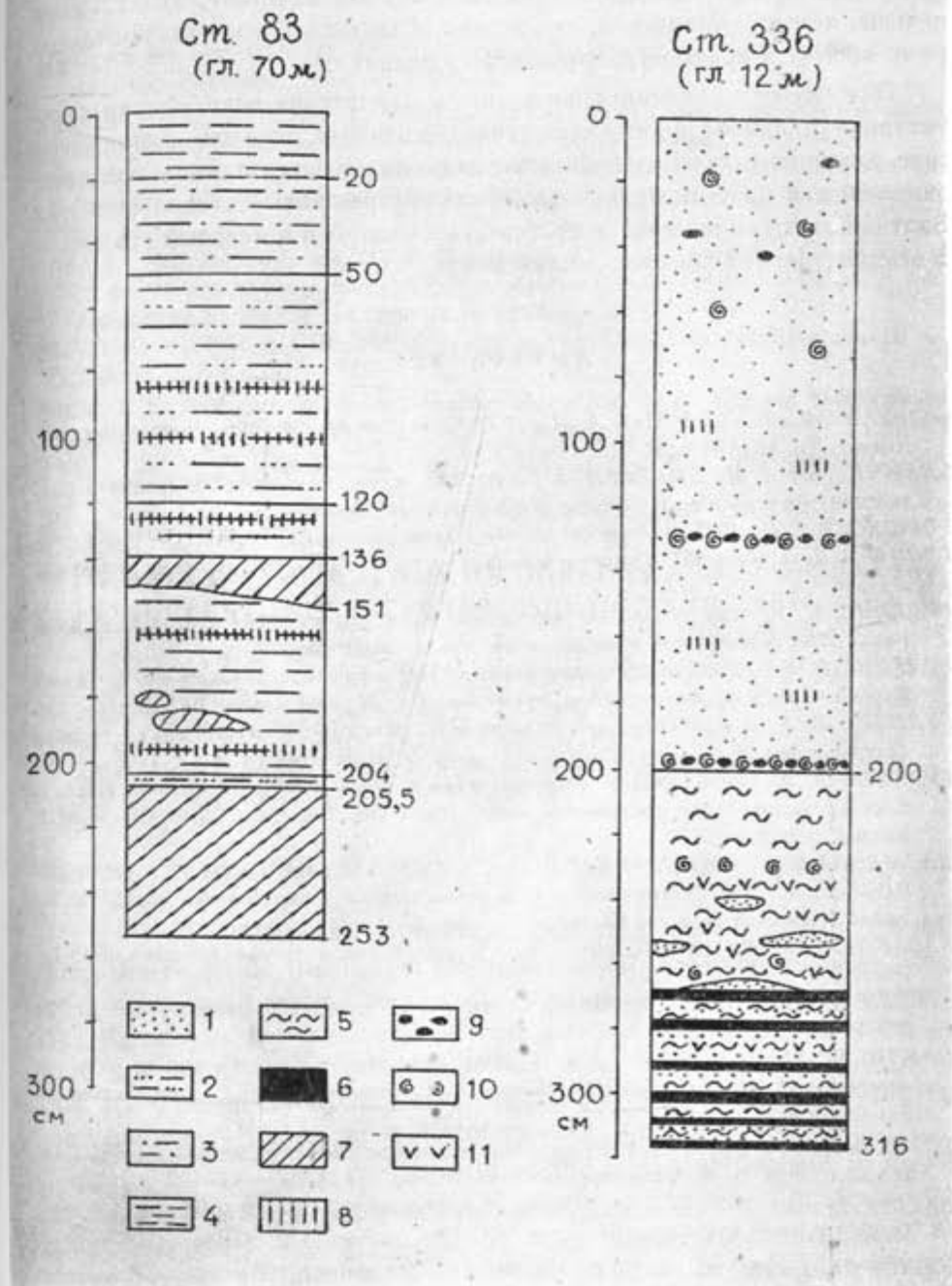


Рис. 7. Колонки отложений Балтийского моря.
Ст. 83. Периферийная (восточная) часть Гданьской котловины.
Ст. 336. Подводный береговой склон у средней части Куршской косы.

Голоцен: 1 — современные рыхлые осадки (голоцен); 2 — древние уплотненные осадки
5 — гиттия, 6 — торф.
Плейстоцен: 7 — глины, 8 — прослойки и примазки с гидротрохлитом, 9 — гравийно-галечный материал
10 — ракушка, 11 — растительные остатки

ступил, вероятно, на несколько километров. В то же время мощность позднеледниковых отложений в Гданьской впадине примерно в 1,5 раза меньше, чем в Готландской, что можно объяснить близостью последней (в то время) к краю деградировавшего ледника.

Для глубоких впадин моря в общем характерна непрерывная седиментация с накоплением толщ тонкодисперсных осадков. Литологические различия в голоценовой толще устанавливаются прежде всего для анциловых и более поздних отложений. Регрессивные стадии развития Балтики отражаются лишь в прибрежных толщах и в меньшей степени — в осадках периферических частей впадин.

ЛИТЕРАТУРА

- БЕЗРУКОВ П. Л., ЛИСИЦЫН А. П.: 1960. Классификация осадков современных водоемов. Тр. ИОАН, т. 32.
- БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». Океанология, 6.
- ГОРШКОВА Т. И.: 1963. Донные отложения Балтийского моря. Baltica, 1.
- ГРИНБЕРГС Э. Ф.: 1957. Позднеледниковая и послеледниковая история побережья Латвийской ССР. Рига.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1955. Основные этапы геологического развития Литовского побережья Балтийского моря в поздне- и послеледниковое время.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1959. Геологическая и физико-географическая характеристика залива Куршо марес и окаймляющей его территории. Сб. «Куршо марес», Вильнюс.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1961а. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.
- ГУДЕЛИС В. К.: 1961в. Общие черты развития морских берегов Восточной Прибалтики в поздне- и послеледниковое время. Тр. Инст. Геологии АН ЭССР, т. 8, 1. Таллин.
- ДАВЫДОВА Н. Н., ДЖИНОРИДЗЕ Р. И., КВАСОВ Д. Д., МАСИЦКА Г., СПИРИДОНОВА Е. А.: 1967. Диатомовый и споро-пыльцевой анализы колонки донных отложений Гданьской впадины Балтийского моря. ДАН, т. 177, № 6.
- КАБАИЛЕНЕ М. В.: 1967. Развитие косы Куршо-нярия и залива Куршо-марес. Тр. Инст. Геологии Лит. ССР, 5.
- КЕССЕЛ Х.: 1961. Древние береговые отложения в Эстонии. Тр. Инст. геологии АН ЭССР, 8.
- ПАВЛИДИС Ю. М., БОЛДЫРЕВ В. Л.: 1961. К вопросу о послеледниковом развитии центрального участка южного побережья Балтийского моря. Тр. океаногр. комиссии АН СССР, 12.
- УЛЬСТ В. Г.: 1960. Важнейшие морфодинамические особенности советских берегов Балтийского моря. В сб. «Морская геология». Изд-во АН СССР.
- BAČZYK I.: 1967. Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdańsk im Holozän. „Baltica“, 3, Vilnius.
- ERIXON D., EWING M., WOLLIN G., HEEZEN B.: 1961. Atlantic deep-sea sediment cores. Geol. Soc. of America Bull., v. 72, p. 1.
- GIERE W.: 1938. Die Entstehung der Ostsee. Schr. d. Alb. Univ. Naturw. Reihe, Bd. 1, Königsberg i Pr.
- GRIPENBERG S.: 1934. A study of the sediments of the North Baltic and adjoining seas. „Fennia“, 60, No 3.
- GUDELIS V.: 1960. Baltijos jūra. Fizinė-geografinė apybraiža, Vilnius.

- HURTIG T.: 1955. Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. Petermanns Geogr. Mitt., 2.
- IGNATIUS H.: 1958. On the rate of sedimentation in the Baltic Sea. Bull. Com. géolog. Finl., Bd. 180.
- MASICKA H.: 1965. Essai de definition stratigraphique ainsi que de la carrote prélevée de la Baie de Gdansk. „Baltica“, 2, Vilnius.
- NIKOLAEV N. J., BABAK V. I., MEDYANTSEV A. I.: 1967. Some neotectonic problems of the Baltic Shield and the Norwegian Caledonides. „Baltica“, 3, Vilnius.
- PRATJE O.: 1948. Die Bodenbedeckung der südlichen und mittleren Ostsee und ihre Bedeutung für die Ausdeutung fossiler Sedimente. Deuts. Hydrogr. Zeitschrift, v. 1, 2/3.
- ROSA B.: 1959. Die postglaziale Transgression an der polnischen Küste. Geogr. Ber., 4.
- ROSA B.: 1963. O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych. Studia Soc. Sc. Toruniensis, Torun.
- SAURAMO M.: 1958. Die Geschichte der Ostsee. Ann. Acad. Sc. Fennl., ser. A, III, 51, Helsinki.
- SEIBOLD E.: 1965. Der Grosse Belt in seiner Bedeutung für die rezenten Sedimente der Ostsee. „Baltica“, 2, Vilnius.

[Поступило: 7.5.1968]

NEW DATA ON THE BOTTOM TOPOGRAPHY AND SEDIMENTARY STRUCTURE IN THE CENTRAL AREA OF THE BALTIC SEA

by

A. I. BLAZHCHISHIN, V. M. LITVIN, L. LUKOSEVICIUS,
M. V. RUDENKO

SUMMARY

In 1965—1967 the R/V „Professor Dobrynin“ expedition (the Atlantic Department of the Institute of Oceanology, the USSR Academy of Sciences) made some marine geological investigations in the central area of the Baltic Sea. During the expedition the echosounding was carried out and samples of bottom sediments were taken by a dredge and by usual and vibro-piston corers. As a result the data on the bottom geomorphology and the upper (Holocene) sedimentary cover were obtained.

The bottom relief to the south of the island of Gotland is greatly smoother. Slopes do not exceed 0,5° nearly everywhere. The features of ridge-hilly relief is observed only in some places. On the bottom of sea deeps the echo-sounder recorded a layer of unconsolidated sediments with thickness of 3—15 m., lying on the irregular surface of more consolidated deposits. To the north of island of Gotland ridge-hilly relief prevails. The above mentioned features of the submarine relief are accounted for late- and post-glacial development of the Baltic. The glacial accumulative relief of the sea bottom to the south of Gotland left after degradation of

the last ice-sheet was subsequently smoothed by abrasion-accumulation removal processes during the variations of the sea level. In the region to the north of Gotland which was got free of ice sheet later, glacial accumulation relief features are preserved much better. Submarine terraces situated in the depths of 52—65 m. on slopes of the Gotland deep and in the depths of as much as 70 m. on the southern slope of the Gdansk deep probably mark the level of pre-Boreal Yoldia Sea. Another series of terraces with depths of 30—45 m. appears to date back to the time preceding the transgression of the Litorina Sea.

The thickness of Holocene sediments in the sea deeps are more than 1—3 m. The Gdansk deep supplied by river drift of the Niemen and Vistula and by coast abrasion materials of the Sambian Peninsula was filled during Holocene most intensive. The coastal cliff of the Sambian Peninsula appears to retreat by some kilometers since then. At the same time the late-glacial deposits thickness in the Gdansk deep is about 1.5 times as small as that in the Gotland one which is accounted for by proximity of the latter to the edge of the degrading glacier at that time. On near-shore shallows, banks and slopes of deeps a Holocene sediment layer is either very thin or absent at all, and surfaces of late-glacial and moranic deposits expose. The exceptions are narrow near-shore belts and ancient river valleys as well as valley-like depressions in the south-eastern part of the sea, filled by Holocene sediments with thickness of more than 3 m. Holocene sediments of sea deeps mainly consist of aleurite-pelitic and pelitic silts. Ancyclus, Litorina and later deposits are well distinguished lithologically. „Hydrotroilitic“ stratification due to alternation of thin black interlayers rich in hydrotroilitite and poor in manganese is characteristic of Litorina and post-Litorina deposits. In the near-shore regions of the sea Holocene deposits consist of littoral facies of recent and sub-recent (Litorina and Ancyclus) development stages of the Baltic.

NEUE DATEN ÜBER DIE GEOMORPHOLOGIE DES MEERESBODENS UND DIE STRUKTUR DER SEDIMENTDECKE IM ZENTRALEN TEIL DER OSTSEE

von

A. I. BLASCHTSCHISCHIN, W. M. LITVIN, L. LUKOSEVICIUS,
M. W. RUDENKO

ZUSAMMENFASSUNG

In den Jahren 1965—1967 führte die Atlantische Abteilung des Instituts für Ozeanologie bei der Akademie der Wissenschaften der UdSSR Meeresgeologische Forschungen im zentralen Sektor der Ostsee durch. Diese For-

schungen übernahm das wissenschaftliche Forschungsschiff „Professor Dobrynin“. Während der Expeditionen wurde Echolotungen durchgeführt und die Proben der Bodensedimenten mit Hilfe eines Bodengreifers und anderen Geräten entnommen. Als Ergebnis wurden die Daten über die Geomorphologie des Bodens und über die Beschaffenheit der oberen (Holozän) Schichtdecke der Bodensedimenten gesammelt.

Das Bodenrelief südlich von Gotland ist im bedeutenden Grad geebnet. Die Gefälle sind überall nicht höher als 0.5°. Die Formen des kettenartigen Hügelrelief befinden sich nur auf einzelnen Stellen. Auf dem Boden der Meeressenke wurde mit Echolot eine Schicht der lockeren Sedimenten, die von 3 bis 15 m stark waren, registriert. Diese Sedimenten ruhen auf unebener Oberfläche, die von mehr dichten Sedimenten gebildet ist. Nördlich von Gotland herrscht das kettenartige Hügelrelief vor. Die genannten Merkmale des submarinen Reliefs wurden von spät- und postglazialer Entwicklung der Ostsee verursacht. Das nach Degradation der letzten Eisdecke gebliebenes glazial-akkumulative Relief, das sich auf dem Meeresboden südlich von Gotland befindet, wurde später von Abrasionsakkumulativen Prozessen während der Meeresspiegelschwankungen geebnet. Im Gebiet nördlich vor Gotland, das später von Eisdecke befreit wurde, sind die Formen des glazial-akkumulativen Reliefs viel besser erhalten. Die submarine Terrassen, die sich auf der 52—65 m Tiefe an der Abhängen der Gotlandsmulde und bis 70 m an dem südlichen Abhang der Danziger Mulde befinden, verzeichnen, offensichtlich, die Lage des präborealen Yoldia Meeresspiegels. Die andere Terrassenreihe mit den Tiefen von 30 bis 45 m gehört wahrscheinlich zu der Zeit, die der Transgression des Litorina Meeres voranging.

Die Mächtigkeit der holozänen Sedimenten in Bodensenken macht 2—3 m und mehr aus. Besonders intensiv wurde während des Holozäns das Tief von Danzig ausgefüllt. Hierher wurden Alluvionen von Njemen (Nemunas) und Weichsel sowie die Produkten der Abrasion der Küste der samländischen Halbinsel getragen. Die Küste dieser Halbinsel trat, wahrscheinlich, während dieser Zeit auf mehrere Kilometern zurück. Daneben wurde die Stärke der postglazialen Gletscherablagerungen in der Danziger Mulde ungefähr anderthalbmal weniger als in Gotlandischer Mulde. Das geschah, weil die letztgenannte Mulde damals näher zu dem degradierenden Inlandeisrand lag. Auf dem Flachwasser, im Küstengebiet, an den Bänken und an den Abhängen der Mulden wird die Schicht von holozänen Sedimenten entweder sehr dünn oder gänzlich fehlt und hier kommt zum Erscheinen die Oberfläche der postglazialen Ablagerungen und der Geschiebemergel. Eine Ausnahme bilden nur ein schmaler Uferstreifen, alte Flusstäler und talartige Einsenkungen im südwestlichen Teil der See, die von 3 m starken holozänen Sedimenten ausgefüllt sind. Die holozänen Sedimenten in Meeressenkungen sind hauptsächlich von Schluff und tonigem Schlamm dargestellt. Litologisch sind die Ancyclus, Litorina und die späteren Ablagerungen gut erkennbar. Für die Litorina und post-Lito-

rina Ablagerungen ist die „hydrotroillitische“ Schichtung kennzeichnend. Diese Schichtung ist von der Reihenfolge der dünnen, schwarzen Zwischenschichten, die reich an Hydrotroillit und arm an Mangan sind vorbedingt. Die Ursprung dieser Schichtung hängt, wahrscheinlich, mit diagenetischen Prozessen zusammen. In Küstengebieten sind die holozänen Ablagerungen von Küstenfazies der gegenwärtigen und älteren (Litorina-Meer und Ancylus-See) Stadien der Entwicklung der Ostsee dargestellt.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ МЕТОДОМ ЗВУКОВОЙ ГЕОЛОКАЦИИ В ГДАНЬСКОМ ЗАЛИВЕ

С. Н. БИРЮКОВ, Е. Ф. ДУБРОВ, Ю. А. ИВАНОВ, Ленинград

В настоящей статье приводятся некоторые результаты испытаний нового образца аппаратуры — звукового геолокатора ЗГЛ-3. Прибор сконструирован во Всесоюзном научно-исследовательском институте методики и техники разведки (ВИТР). (Дубров, 1967). В статье дается краткое описание метода звуковой геолокации и приводятся некоторые характеристики геолокатора ЗГЛ-3.

Описываемые работы не являются первым опытом применения метода звуковой геолокации в условиях Балтийского моря. Ранее подобные работы проводились ВИТРОм на акватории Рижского залива (Ульст и др., 1964) с геолокатором ЗГЛ-1. Однако, применение геолокатора малых глубин, каким является ЗГЛ-1, резко сужало возможности метода, ограничивая изучаемую толщу пород четвертичными отложениями. Принципиально иные методы возбуждения упругих колебаний в воде, примененные в разработанном ВИТРОм образце аппаратуры ЗГЛ-3, должны были резко увеличить глубинность геолокации и обеспечить освещение этим методом всего диапазона глубин, которая является «слепой зоной» для сейсморазведки. Испытания ЗГЛ-3, проведенные в 1966 году в Гданьском заливе, ставили целью проверку работы аппаратуры в условиях, близких к производственным, а также определение возможностей прибора при изучении структуры мезозойских отложений Польско-Литовской синеклизы.

Звуковой геолокатор ЗГЛ-3 состоит из следующих узлов: 1) генератор импульсных токов (ГИТ); 2) электронный блок (усилители, фильтры верхних и нижних частот, блок управления); 3) регистрирующее устройство; 4) двухсекционная лебедка; 5) излучающее устройство; 6) приемное устройство.

Блок-схема аппаратуры представлена на рис. 1.

Некоторые важнейшие характеристики аппаратуры: напряжение питания — 220 вольт; потребляемая мощность — 12 киловатт; накаплива-

емая электрическая энергия до 30 килоджоулей; напряжение — 10 киловольт; длительность импульса — 0,5 миллисекунды; частота следования импульсов — 2—12 сек; диапазон рабочих частот — 20—4500 гц.

Принцип работы аппаратуры заключается в излучении упругих импульсов с помощью излучающего устройства, находящегося в воде, и приеме сигналов, отраженных от границ сред, обладающих различными волновыми сопротивлениями.

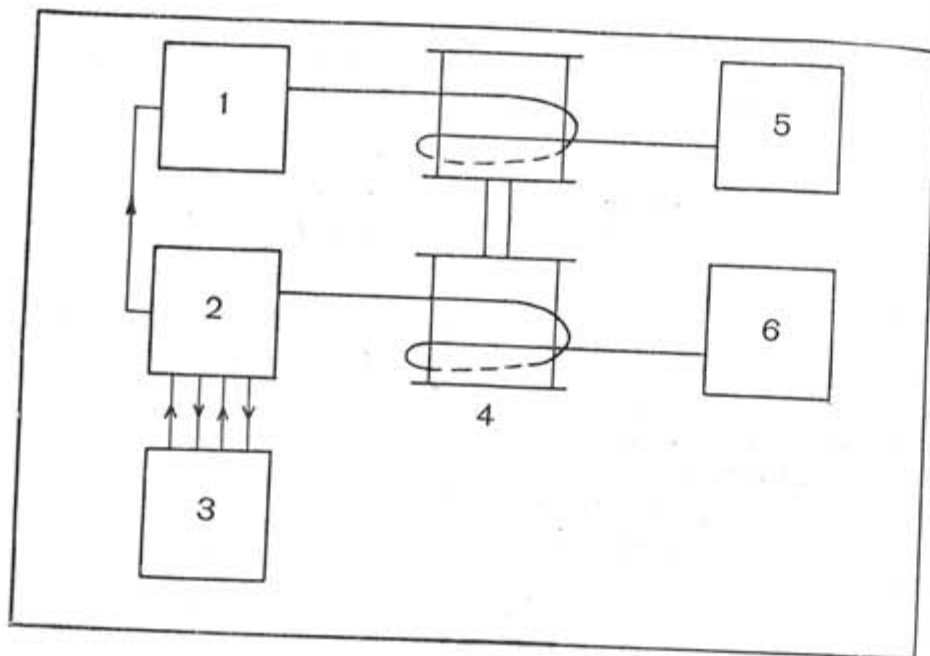


Рис. 1. Блок-схема аппаратуры звукового геолокатора

Такими границами являются граница вода—дно и расположенные ниже границы слоев с различными плотностными и скоростными характеристиками.

Электрическая энергия, накопленная в генераторе импульсных токов, подается через разрядное устройство и тракт передачи энергии в излучающее устройство, буксируемое за кормой корабля. Между электродами излучающего устройства образуется мощный кратковременный искровой разряд, создающий в окружающей среде импульс высокого давления. Этот импульс распространяется в воде в виде ударной волны. Таким образом, в излучающем устройстве происходит преобразование электрической энергии в акустическую.

Отраженные от различных поверхностей напластования сигналы возвращаются в водную среду и принимаются электроакустическими преобразователями приемного устройства, осуществляющими обратное преобразование энергии упругих волн в электрическую энергию. Электрические сигналы поступают в электронный блок, где они усиливаются

и фильтруются, а затем подаются на регистрирующее устройство через блок управления.

В регистрирующем устройстве сигналы фиксируются на электрочувствительной бумаге методом переменной плотности. При этом, поскольку развертка осуществляется регистратором поперек бумаги, то отраженные сигналы, полученные в результате посылки одного импульса, записываются в одну строку по всей ширине бумаги, и начало записи на бумаге соответствует началу развертки. После окончания цикла излучение—прием происходит скачкообразное перемещение бумаги. Многократное повторение циклов излучение—прием при движении корабля позволяет получить на бумаге — эхограмме непрерывный геолого-акустический (временной) разрез дна и различных отражающих горизонтов, расположенных ниже уровня дна. Запись на эхограмме осуществляется двумя каналами.

Горизонтальный масштаб получаемой записи определяется скоростью движения судна по профилю и величиной протяга бумаги в регистрирующем устройстве, а вертикальный масштаб — временем развертки, равным в ЗГЛ-3 0,5; 0,75 и 1,0 сек, и скоростью распространения звука в породах. При времени развертки 0,5 сек, использовавшемся во время работ в Гданьском заливе, и скорости звука 1500 м/сек, равной скорости звука в воде, вертикальный масштаб записи равнялся 1 : 800.

Выбор в качестве района проведения опытных работ Гданьского залива обосновывался тем, что данные бурения на Калининградском (Самбийском) полуострове свидетельствуют о весьма разнообразном литологическом составе мезозойских отложений указанного района. Меловые и юрские породы на Калининградском полуострове представлены глинами, песками, песчаниками, известняками, мергелями и алевролитами. Разнообразная литология отложений в пределах глубинности аппаратуры (0—1000 м) позволяла предполагать существование маркирующих отражающих горизонтов, которые можно будет выделить на эхограммах. Опробование аппаратуры на различных типах пород позволило бы, помимо этого, судить о возможностях ее применения в других районах страны. Немаловажным обстоятельством было также и то, что в многочисленных работах советских исследователей (Закашанский и Паасикиви, 1964; Дикенштейн, 1959; Люткевич, 1966 и др.) отмечается высокая перспективность Польско-Литовской синеклизы, и, особенно, южных ее районов, на нефть и газ. Об этом же свидетельствуют многочисленные нефтепроявления, отмеченные главным образом в палеозойских породах, и приток нефти в отдельных скважинах района. Проведение структурно-картировочных работ методом геолокации в Гданьском заливе приобретало, таким образом, непосредственное практическое значение.

В течение июля 1967 года экспедиционным судном «ВИТР-1», на котором проводились исследования, в Гданьском заливе было пройдено 700 км профилей. Схема расположения профилей приводится на рис. 2. Привязка профилей осуществлялась с помощью судового радиолокатора на расстояниях не свыше 15 миль от берега и по численности при удалении

от берега более, чем на 15 миль. Точность привязки с помощью радиолокатора составляла 300—500 м, при переходе на привязку по численности точность ее постепенно уменьшалась и была недостаточной для кондиционной геологической съемки.

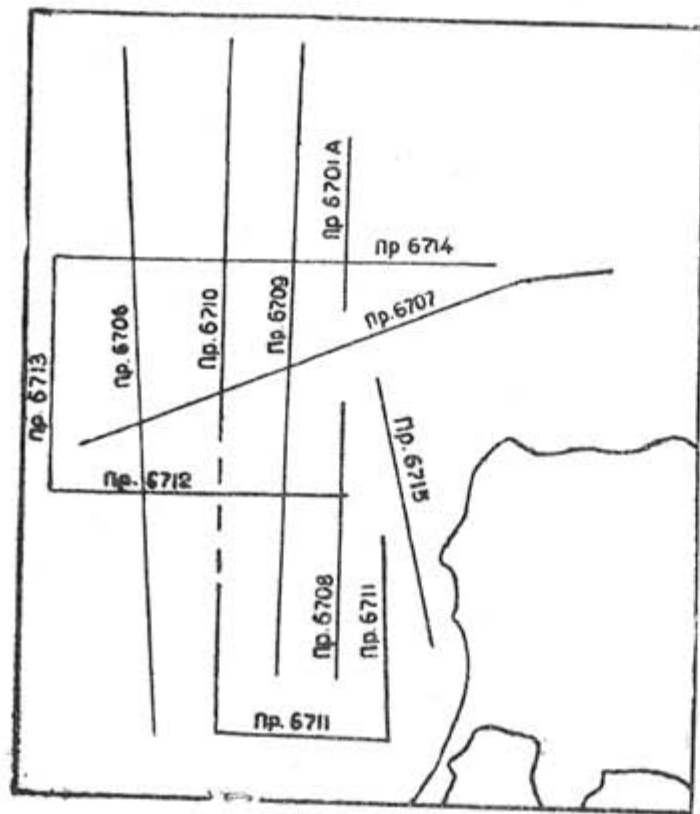


Рис. 2. Схема расположения геоакустических профилей

Примеры непрерывных геолого-акустических разрезов, полученных на эхограмме в Гданьском заливе приводятся на рис. 3, 4, 5. Уже первый взгляд на эхограммы позволяет говорить об однотипной записи коренных (мезозойских) отложений как в прибрежной, так и в глубоководной части залива и о серьезных отличиях в разрезе четвертичных отложений прибрежной полосы (до глубины 60—70 м) и центральной части залива. Указанные особенности вынуждают нас провести раздельное описание разрезов четвертичных отложений прибрежной и центральной части залива, при этом нам представляется небезинтересным сравнение данных геолокации с геологическими разрезами Гданьского залива, приведенными в работе Ю. Бончика (Bączyk, 1967).

Предварительно, однако, приведем пример интерпретации эхограммы (рис. 3), которая проводилась на основании опыта прежних работ методом геолокации на Балтийском море с использованием геологиче-

ских данных по буровым скважинам. Калининградского полуострова и литературных материалов.

Верхняя горизонтальная линия (1) на эхограмме показывает уровень воды, следующие за ней параллельные линии (2) получаются в результате прихода сигнала к приемнику по различным путям (прямой

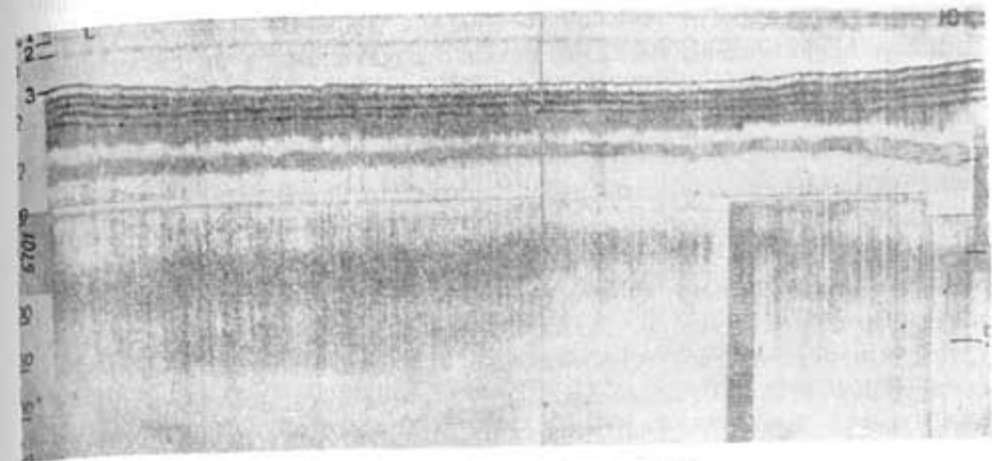


Рис. 3. Геоакустический разрез 6701

сигнал, сигнал отраженный от поверхности воды и др.) и не используются при интерпретации. Линия (3) на эхограмме получена в результате отражения сигнала от поверхности донных отложений. Наконец, ниже уровня дна следует ряд линий (4), получаемых в результате отражения сигнала от поверхностей напластования в четвертичных отложе-

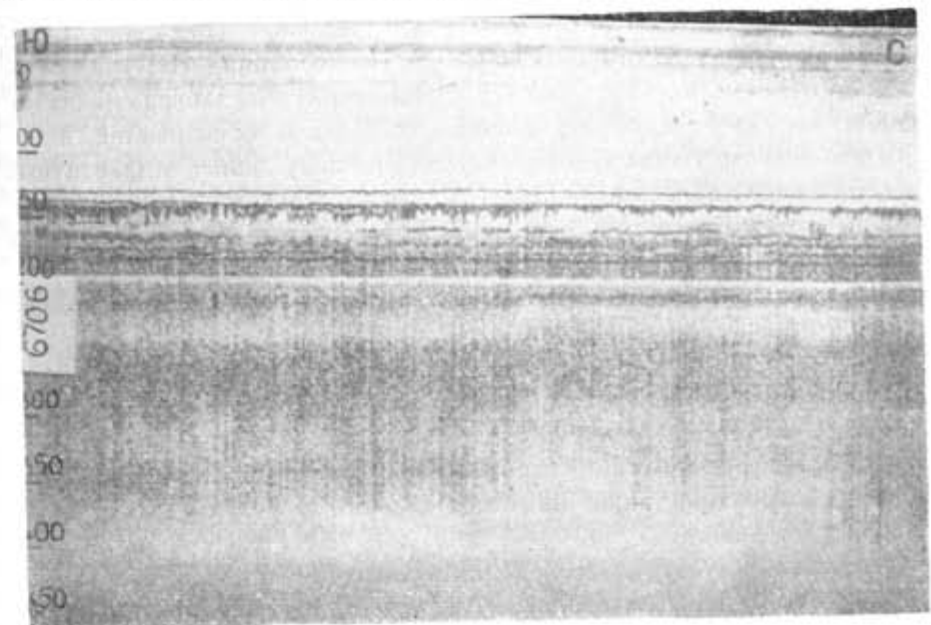


Рис. 4. Геоакустический разрез 6706

ниях, разделяющих слои с различными упругими характеристиками. Под четвертичными отложениями на рис. 3 могут быть выделены еще 3 отражающих горизонта (5), характеризующих, как будет показано ниже, мезозойские породы.

Характер записи отражения от дна (четкость записи, наличие и количество кратных отражений) может дать приближенное представление о литологии донных отложений. Так, на рис. 3 донные отложения, по-видимому, представлены песками, резко отличающимися по своим упругим свойствам от воды и имеющими, благодаря этому, высокий коэффициент отражения.

О преимущественно песчаном характере донных отложений свидетельствует четкая запись дна и два кратных отражения дна, прослеживающиеся на обоих концах эхограммы. Увеличение содержания пелитовых частиц с увеличением глубины воды приводит к изменению характера записи дна в центральной части эхограммы: запись резко слабеет и становится прерывистой. Такие изменения характера записи связаны с тем, что акустическое сопротивление ила приближается к волновому сопротивлению воды (Shumway, 1956), в результате чего лишь ничтожная часть звуковой энергии отражается от поверхности дна. Особенно отчетливо видно изменение характера записи дна на рис. 5, где донные осадки представлены глинами, обладающими еще меньшим акустическим сопротивлением, чем илы.

Четвертичные отложения под современными осадками в прибрежной части Гданьского залива (рис. 3 и 4) имеют сложное строение, внутри четвертичных отложений отчетливо выделяется от 4 до 7 отражающих горизонтов, характеризующих слои с мощностью от 4 до 10 метров.

Устойчивый характер записи отражающих горизонтов в пределах профиля свидетельствует о литологической выдержанности слоев. Сопоставление с геологическим разрезом Гданьского залива (Bączyk, 1967) позволяет отождествить горизонты, наблюдающиеся на эхограммах, с поверхностями слоев различных флювиогляциальных образований, выделенных Бончиком. Интересно, что близкая по типу запись четвертичных отложений наблюдалась в Рижском заливе на заведомо ленточных глинах. При этом в Рижском заливе запись слоистости в ленточных глинах характеризовала многолетние ритмы, различные по литологии.

В подошве четвертичных отложений залегает горизонт, четко выделяющийся на всех эхограммах по очень характерной записи с резко меняющейся от сигнала к сигналу длине штриха. Это явление объясняется дифракционными изменениями, которые претерпевают звуковой луч, распространяясь в крупнообломочном материале, слагающем морену. Идентификация описываемого отражающего горизонта с моренными отложениями основана также на сопоставлении с результатами работ в Рижском заливе.

Сравнивая результаты геолокации четвертичных отложений в прибрежной полосе Гданьского залива с геологическим разрезом, приведенным в вышеуказанной работе Бончика, следует отметить близкое соот-

ветствие данных, полученных различными методами. Характерно совпадение мощностей слоев геологического разреза, сложенных разными по литологическому составу осадками, и, очевидно, отличающимися по своим упругим свойствам. Мощность четвертичных отложений (40—50 м) по материалам геолокации совпадает с мощностью, приведенной в геологическом разрезе. В то же время следует указать на некоторые различия: по данным геолокации мощность четвертичных отложений в восточной части Гданьского залива увеличивается на восток, достигая максимума (70 м) к северу от Калининградского полуострова (рис. 4), одновременно с этим увеличивается до 7 число отражающих горизонтов внутри четвертичных осадков, характеризующих большую сложность их строения.

Совершенно по иному выглядят четвертичные отложения в центральной части Гданьского залива при глубинах воды, превышающих 80 м. Резкий переход от одного типа четвертичного разреза к другому хорошо прослеживается на рис. 4, где, начиная с глубин 70 м отчетливо видны следы размыва всех слоев четвертичных осадков, покрывающих морену. Мощность четвертичных отложений при этом резко убывает с 50 до 10—15 метров. На небольшом расстоянии, правда, удается проследить два-три отражающих горизонта в отложениях, покрывающих морену, однако, в дальнейшем они выклиниваются, и наиболее характерным для глубоководной зоны Гданьского залива становится непосредственное залегание современных осадков, представленных, судя по типу записи, тонкими илами или глинами, на поверхности морены (рис. 5). В данном случае намечается очевидное разногласие с геологическими разрезами Бончика, согласно которому в глубоководной части залива отмечено сложное трехрусное строение четвертичных осадков, представленных (сверху вниз) современными илами и глинами, осадками анцилового озера и коричневыми глинами. При этом мощность осадков доходит до 30 метров. В то же время на эхограммах лишь в некоторых местах ниже современных осадков выделяется слой, залегающий на морене, мощность слоя крайне непостоянна и не превышает 10 метров, общая же мощность отложений залегающих на морене ни в одном случае не превышала 15 метров. Отсутствие данных бурения не позволяет произвести стратиграфическую проверку описанных отражающих горизонтов в четвертичных отложениях глубоководной части Гданьского залива. Во то же время, достаточно детальное расчленение разреза четвертичных осадков, регистрация в них непрерывных отражающих горизонтов свидетельствуют о широких возможностях применения метода звуковой геолокации для изучения четвертичной геологии Гданьского залива.

Прежде чем перейти к описанию данных о строении мезозойских отложений, полученных с помощью геолокации в Гданьском заливе, следует остановиться на скоростной характеристике геологического разреза, знание которой необходимо для количественной интерпретации данных метода. Временной разрез, получаемый в результате геолокационной съемки, аналогичен временному разрезу, получаемому при сейсморазведке, и так же, как и последний, требует дополнительных сведений о ско-

ростях распространения упругих волн в породах для построения геологического разреза. Такие дополнительные сведения могут быть получены, прежде всего, путем сейсмического каротажа скважин. Результаты каротажа скважин Гусев-1 и Гусев-3 позволили нам принять для меловых и юрских пород исследуемого района значение скорости распространения упругих волн, равное 2100 м/сек. Как указывалось выше, вертикальный масштаб эхограммы, рассчитанный для скорости 1500 м/сек, составляет 1:800, в то же время для принятого значения скорости 2100 м/сек масштаб равен 1:1120.

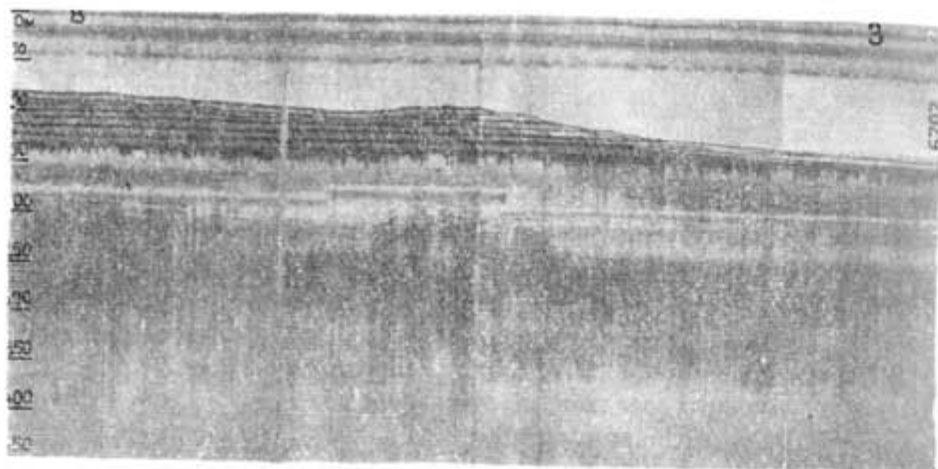


Рис. 5. Геоакустический разрез 6707

Именно такой вертикальный масштаб был использован нами при построении отражающих горизонтов в мезозойских породах. В связи с отсутствием каких-либо данных о скоростных характеристиках четвертичных пород для них было принято значение скорости упругих волн, равное 1500 м/сек, и вертикальный масштаб эхограммы 1:800 (Hamilton, 1965; Лебедев и др., 1965). Большой шаг каротажа скважин Гусев-1 и Гусев-3 не позволил выделить отражающие границы в меловых и юрских отложениях, что затруднило стратиграфическую привязку отражающих горизонтов, выделенных в мезозойских отложениях методом геолокации.

В дочетвертичных отложениях в Гданьском заливе выделяются четыре отражающих горизонта, при этом два из них прослеживаются не на всех профилях и не могут быть приняты за маркирующие, в то время как два других выявлены на всех пройденных профилях (рис. 4, 5). Эти маркирующие горизонты, условно обозначенные нами как горизонты «А» и «Б», следует рассмотреть в первую очередь, поскольку их распространенность и, судя по характеру записи, литологическая выдержанность на всей площади исследований позволяют использовать их для площадных построений и попытаться осуществить стратиграфическую

привязку этих горизонтов путем сопоставления с геологическими разрезами скважин Калининградского полуострова.

Горизонт «А» — четкий отражающий горизонт, расположенный на 190—250 метров ниже уровня воды, залегает в общем горизонтально, хотя выделяются отдельные поднятия, амплитуда которых не превышает обычно 30 метров. Четкость, с которой регистрируется на эхограммах горизонт «А» позволяет предположить существование значительного перепада волновых сопротивлений пород на границе горизонта.

Ниже следует мощная (100—140 м) почка слоев, в которой происходит интенсивное рассеяние звука. Чаще всего эта почка выделяется на эхограмме в виде единого рассеивающего слоя, хотя на некоторых профилях она делится на два рассеивающих слоя, разделенных однородным, по упругим свойствам, горизонтом. Подошва рассеивающего слоя — отражающий горизонт «Б», выделяется на эхограммах достаточно уверенно, т. к. глубже резко прекращается рассеяние звука, что свидетельствует о существовании ниже горизонта «Б» достаточно мощной однородной толщи пород, в которой отсутствуют упругие границы. Горизонт «Б» залегает почти аналогично горизонту «А», лишь поднятия, фиксируемые по нему, имеют несколько большие амплитуды (до 40—50 метров).

Стратиграфическая привязка маркирующих отражающих горизонтов «А» и «Б» осуществлялась путем сопоставления эхограмм (глубины горизонтов по эхограммам и характера записи) с имевшимися разрезами скважин Калининградского полуострова. При этом рассмотрение характера записи привело нас к выводу о том, что толща пород между отражающими горизонтами должна отличаться следующими особенностями:

1) в кровле должен существовать слой, достаточно резко отличающийся по волновому сопротивлению от вышележащих пород, т. е. слой должен выделяться либо скоростью распространения в нем упругих волн, либо плотностью. Тот факт, что при каротаже скважин не было выделено скоростных границ в разрезе меловых и юрских отложений, позволяет считать, что искомый слой должен отличаться плотностными характеристиками;

2) Толща должна состоять из чередования пластов небольшой мощности (не более 3—5 метров), отличающихся по литологическому составу и волновым сопротивлениям. При чередовании слоев такой мощности толща будет выглядеть на эхограммах как средний рассеивающий слой, поскольку сигналы от границ слоя малой мощности не будут разделяться. Если же мощность отдельных слоев превышала бы 3—5 метров, то слой должны были бы выделяться на эхограммах, как выделялись они, например, в четвертичных отложениях.

3) Глубина, на которой горизонт «А» залегает на суше, должна составлять 180—270 м ниже уровня моря, горизонт «Б» — 300—450 м. Выбор столь широкого диапазона глубин для сопоставления горизонтов объясняется, как изменениями отметок отдельных горизонтов, видными

на эхограммах, так и недостаточно достоверными данными о скорости разреза мезозойских отложений. Неточность выбора среднего значения скорости упругих волн могла привести к ошибкам в определении глубин залегания отражающих горизонтов.

4) Мощность рассматриваемой толщи должна составлять 100—150 м, несколько убывая к востоку. Мощность слоя была рассчитана по эхограммам;

5) Учитывая, что маркирующие горизонты одинаково уверенно фиксируются на всей исследованной части Гданьского залива и характеризуются означенной записью, свидетельствующей о выдержанности по площади упругих свойств пород, следует ожидать, что регистрируемая толщина пород должна быть выдержанной и по литологическому составу, с которым чаще всего связаны упругие свойства пород. Можно ожидать подобной литологической выдержанности пород и на суше.

6) Отсутствие отражений ниже горизонта «Б» свидетельствует о том, что подстилать толщу должен достаточно мощный однородный слой пород.

Изучая разрезы буровых скважин, расположенных на Калининградском полуострове Казаков и др., (1967) выделили в разрезах скважин 1, 4, 20, 47, 48, 49 и 50 породы турон-сантонского-оксфордского ярусов, представленные чередованием 3—5-метровых слоев мергелей, известняков, алевролитов, песков и песчаников. Мощность толщи составляет 100—200 м и уменьшается на восток, в кровле толщи (ниже нерасчлененных отложений туронского и сантонского ярусов нижнего мела) залегает слой плотных массивных мергелей. Глубина залегания мергелей меняется от 200 до 270 м. Отложения келловейского яруса верхней юры, подстилающие толщу, представлены мощным однородным слоем черных глин.

Таким образом, литологически выдержанная по площади толща турон-сантонских-оксфордских отложений отличается всеми особенностями, которыми должен обладать, судя по характеру записи на эхограммах, слой, ограниченный маркирующими отражающими горизонтами «А» и «Б».

На отдельных профилях были зарегистрированы еще два отражающих горизонта: первый из них, лежащий в 40—45 м ниже подошвы четвертичных отложений (рис. 3), может быть отнесен к палеогеновым отложениям, распространенным в районе исследований не повсеместно, а в виде отдельных островков, либо к верхам верхнего мела. Второй горизонт, зафиксированный лишь на двух профилях, залегает на 70—80 м ниже горизонта «Б». Использование этих отражающих горизонтов для структурных построений, равно как и их стратиграфическая привязка, в настоящее время невозможны.

Как указывалось выше, обработка эхограмм — временных разрезов заключается, прежде всего, в построении по ним геологических разрезов с использованием данных о скоростях распространения упругих волн в породах района. Пример такого разреза построенного по эхограмме

профиля 6701 (рис. 3) приводится на рис. 6. На разрезе выделяется локальное поднятие, имеющее самую большую амплитуду из всех отмеченных. Как видно из разреза, амплитуда поднятия увеличивается от верхних горизонтов к нижним. Так, если по отражающему горизонту, отнесенному условно к палеогеновым отложениям, амплитуда поднятия равна 10 м, то по горизонту «А» она возрастает до 30 м и по горизонту

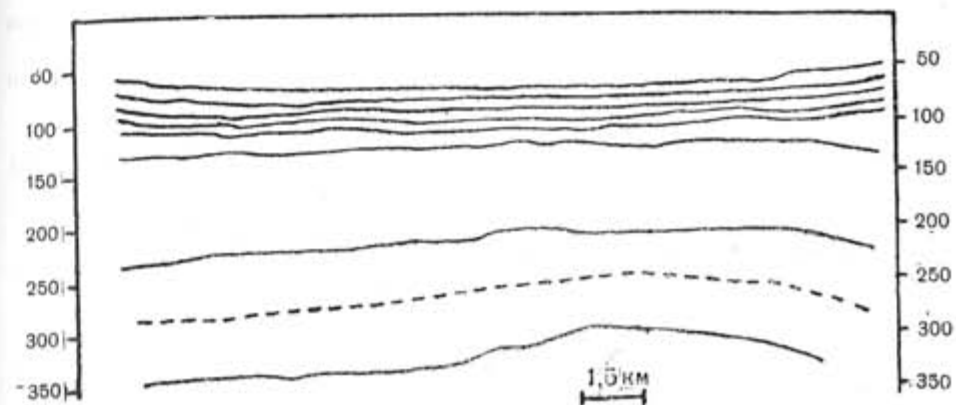


Рис. 6. Схематический разрез по эхограмме профиля 6701

«Б» до 40—45 м. Характерно, что в четвертичных осадках поднятие не проявляется. Ширина поднятия — около 10 км. Северными окончаниями профилей 6709, 6710 отмечено южное крыло этого поднятия.

Для площадных построений по горизонтам «А» и «Б» необходимо сгущение сети пройденных профилей, что требует обеспечения более точной привязки, так как привязка профилей 6709, 6710 и др., расположенных к западу, проводилась по численному. Дополнительные данные, позволяющие выявить структурный план мезозойских отложений на территории Гданьского залива, могут быть получены при последующих работах.

ЛИТЕРАТУРА

- ДИКЕНШТЕЙН Г. Х. и др.: 1959. Геологическое строение и перспективность нефтегазоносности Прибалтики и Белоруссии. Труды Всесоюз. н. иссл. геол.-развед. нефт. инст., вып. XVIII.
- ДУБРОВ Е. Ф.: 1967. Звуковая геолокация.
- ПААСИКИВИ Л. Б., ЗАКАШАНСКИЙ М. Ф.: 1965. Перспективы нефтеносности Прибалтики. Обзор ОНТИ ВИЭМС, вып. 34 серия: Методы геологической съемки поисков, разведки и оценки месторождений; Охрана недр, № 1.
- ЛЕБЕДЕВ Т. С., ШАПОВАЛОВ В. И., СЕВЕНКО Б. Л.: 1965. Физические свойства донных отложений экваториальной зоны Атлантического океана. Географический сборник АН УССР, вып. 1.
- ЛЮТКЕВИЧ Е. М.: 1966. Тектоника и история тектонического развития в сини, палеозое и триасе Западной окраины Русской платформы в связи с перспективами ее нефтеносности. Материалы Четвертой конференции геологов Белоруссии и Прибалтики, Минск.

- УЛЬСТ В. Г., БЕРЗИНЬ Л. Э., АБРАМОВ А. П.: 1963. Геологическое строение дна в южной части Рижского залива по данным геоакустического зондирования. *Baltica*, № 1, Вильнюс.
- ШАМУЭИ Дж.: 1962. Исследования скорости и поглощения звука в морских отложениях с помощью резонансного метода. Перевод ОНТИ ВИМС МГ и ОН СССР, Серия геофизическая, выпуск 18. М.
- ВАСЗЫК J.: 1967. Die geomorphologische Entwicklung der Bucht von Gdańsk im Holozän. *Baltica*, Nr. 3, Vilnius.
- HAMILTON E. L.: 1965. Sound speed and related physical properties of sediments from experimental Mohol. *Geophysics*, v. 30, Nr. 2.
- SHUMWAY G.: 1956. A resonant chamber method for sound velocity and attenuation measurements in sediments. *Geophysics*, v. 21, Nr. 2.

[Поступило: 14.2.1968]

SOME RESULTS OF THE GEOACUSTIC SOUNDING IN THE BAY OF GDANSK

by

S. N. BIRIUKOV, E. F. DUBROV, J. A. IVANOV

SUMMARY

This article deals with a new apparatus for geoacoustic sounding—ZGL-3. The writers describe the properties of this apparatus and the possibilities of its application in the Baltic Sea, where the sea floor in the upper part is represented by a thick cover of stratified glacial drift. Some profile records from the Bay of Gdańsk are interpreted in detail.

VORLÄUFIGE ANGABEN EINER GEOAKUSTISCHEN SONDIERUNG IN DANZIGER BUCHT

von

S. N. BIRIUKOV, E. F. DUBROV, J. A. IVANOV

ZUSAMMENFASSUNG

Im vorliegenden Artikel wird ein neues geoakustische Lotungsgerät ZGL-3 beschrieben. Die Verfasser erörtern die Methodik und die Verwendungsmöglichkeiten dieses Gerätes in der Ostsee, wo Meeresboden aus einer mächtigen Schichtenfolge glazialen Ablagerungen besteht. Einige geoakustische Profile aus Danziger Bucht werden näher besprochen.

СОСТАВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЫЛЬЦЫ И СПОР В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ ОСАДКОВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТЯХ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ

О. КОНДРАТЕНЕ, А. И. БЛАЖЧИШИН, Е. М. ЕМЕЛЬЯНОВ

Вильнюс, Калининград

Выяснение закономерностей в распределении пыльцы в разных бассейнах важно при решении палеогеографических и стратиграфических вопросов. Кроме того, изучение состава пыльцы и спор в современных осадках позволяет в какой-то степени установить влияние окружающей среды на их распределение и выяснить некоторые вопросы процессов осадкообразования: основные источники осадочного материала, пути и дальность его проникновения в море и т. д.

В течение последнего десятилетия в Советском Союзе уже проведены исследования состава пыльцы и спор в осадках поверхностного слоя Охотского (Коренева, 1957), Азовского (Панов и др., 1964), Средиземного (Вронский, Панов, 1963; Коренева, 1960), Каспийского (Мальгина, Маев, 1966) морей и западной части Тихого океана (Коренева, 1964). Балтийское море подобными исследованиями пока охвачено не было. Только в Гданьском заливе были проведены исследования состава и распределения пыльцы и спор в осадках поверхностного слоя (Lubliner-Mianowska, 1962).

Нами были изучены 100 проб, отобранных в экспедициях на и/с «Профессор Добрынин» в 1965—1967 гг. (Блажчишин, Емельянов, 1968) в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря (рис. 1). С юго-востока эти части моря омывают берега Советской Прибалтики и Польской Народной Республики, а с северо-запада — берега Швеции. Территории этих стран, а также острова Эланд, Готланд и Саарема и являются основными источниками пыльцы и спор в Балтийском море.

Большая часть изученных образцов была отобрана из поверхностного слоя осадков мощностью до 5 см. Исходя из скорости осадконакопления в Балтийском море, этот интервал характеризует промежуток времени около 50—100 лет. За это время состав окружающей лесной растительности изменился мало. Остальная часть проб была взята из более мощ-

ного поверхностного слоя (до 10—15 см). Пыльца из осадков (для песков проба осадка составляла 40 г, для алевритов и илов — 20 г) выделялась при помощи сепаратора и тяжелой жидкости, изготовленной из CdJ_2 и KJ и в последующем обрабатывалась ацетоллизным методом.

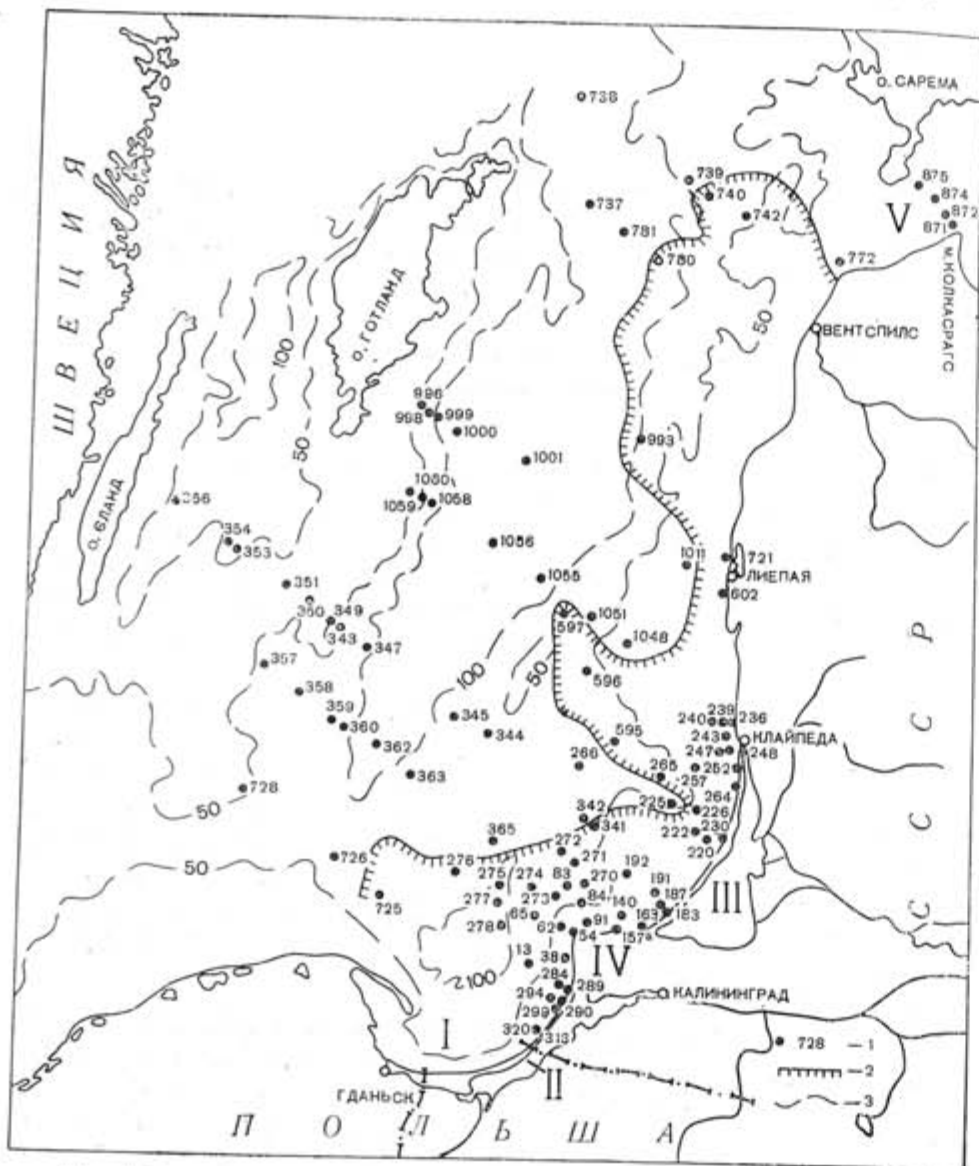


Рис. 1. Схема расположения станций с отбором проб донных осадков на спорово-пыльцевой анализ (I—VII рейс и/с «Профессор Добрынин» 1965—1967 гг.) 1 — местоположение и номер станции; 2 — граница распространения перестроженной третичной пыльцы; 3 — изобаты 50 и 100 м. I — Гданьский залив; II — Вислинский залив; III — Куршский залив; IV — Самбийский полуостров; V — Ирбенский пролив

Количество пыльцы в одном грамме осадка в изученных пробах неодинаково и колеблется в больших пределах: от нескольких зерен до 20 тысяч (табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание пыльцы в донных осадках центральной и юго-восточной частях Балтийского моря

№№ п/п	Тип осадка	Содержание пыльцы в 1 г осадка		
		пределы колебания	среднее	кол-во проб
Современные осадки				
1.	Пески	0—288	21	30
2.	Крупный алеврит	0—7362	1272	21
3.	Ил мелкоалевритовый	102—5662	2503	12
4.	Ил алевритово-пелитовый	450—19600	7816	15*
5.	Ил пелитовый	1789—17360	7959	6

* Исключена 1 проба с нулевым содержанием пыльцы

Содержание пыльцы зависит как от типа осадков и содержания в них пелита, так и от глубины их залегания. В современных осадках минимальное содержание пыльцы установлено в песках, максимальное — в алевритово-пелитовых и пелитовых илах (табл. 1). Следовательно, по мере возрастания примеси пелита (рис. 2), возрастает и количество пыльцы. В среднем в песках насчитывается 21 зерно пыльцы (в расчете на 1 г осадка), в то время как в алевритово-пелитовых и пелитовых илах ее содержание колеблется в очень больших пределах (от 450 до 19600) и в среднем составляет 7816 и 7959 зерен соответственно. Пробы осадков, в навеске 20—40 г которых насчитывалось менее 20 зерен, мы считали практически «пустыми». Наиболее часто «пустыми» были пески, в то время как среди илистых осадков «пустые» пробы полностью отсутствовали.

Очень мало пыльцы было обнаружено в подстилающих голоценовые осадки позднеледниковых глинах и моренных суглинках. Анализ этих глин и суглинков и современных илов, заполняющих «карманы» в этом субстрате, показал, что в илах пыльца присутствует постоянно и, притом, в довольно больших количествах, в то время как подстилающие суглинки и глины практически являются «пустыми».

Сравнивая средние содержания пыльцы в осадках Балтики и других замкнутых морей и океанов можно видеть, что осадки Балтийского моря в сотни и тысячи раз богаче, чем осадки Средиземного моря (Вронский, Панов, 1963) или прибрежных участков океана. В осадках центральных частей Тихого (Коренева, 1964) и Атлантического океанов (наши данные) пыльца практически отсутствует. В целом, как в океанах, так и в больших морских водоемах, таких, например, как Средиземное море, количество пыльцы очень резко падает с возрастанием расстояния от берега. В Балтийском море, наоборот, по мере удаления от берега количество пыльцы сильно возрастает и максимальных содержаний достигает в центральных частях отдельных впадин (рис. 3). Такое распределение пыльцы обуславливается как сравнительно небольшими разме-

рами самого моря, так и особенностями распределения различных типов осадков. Ввиду того, что прибрежные участки моря, а также различные банки покрыты песками или, реже, крупными алевритами, то, естественно, что в этих участках наблюдаются и минимальные количества пылицы.

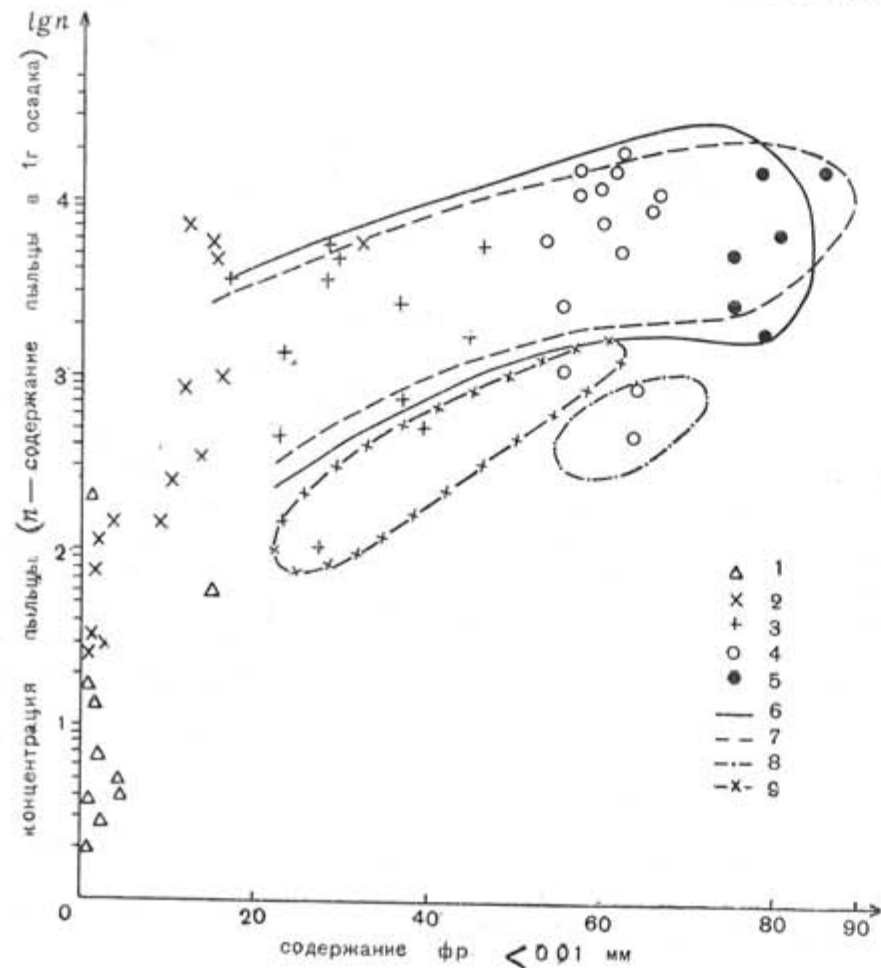


Рис. 2. График зависимости концентрации пылицы (в лг, где n — количество пылицы в шт.) от содержания в осадках фракции $< 0,01 \text{ мм}$
 1 — пески; 2 — крупные алевриты; 3 — илы мелкоалевритовые; 4 — илы алевритово-пелитовые; 5 — илы пелитовые; 6 — пробы Гданьской впадины; 7 — пробы Готландской впадины; 8 — пробы Эландской впадины; 9 — пробы Ирбенского пролива.

Наоборот, в центральных участках котловин, где залегают пелитовые и алевритово-пелитовые илы, количество пылицы является максимальным.

В распределении пылицы во впадинах Балтийского моря наблюдаются, кроме того, и локальные отличия. Как видно из рис. 2 в осадках Гданьской и Готландской котловин при одном и том же содержании пелитовой фракции пылицы значительно больше, чем в Эландской впадине и Ирбенском проливе, несмотря на то, что последние расположены очень близко от берега. Это объясняется тем, что в распределении пылицы отмечена и такая закономерность, как возрастание ее содержания

в одном и том же типе осадков по мере увеличения глубины залегания. Так, например, в песках, залегающих до глубины 40 м, ее содержание колеблется в пределах 2—19 зерен, а в песках, залегающих на глубинах — 50—70 м — от 17 до 105 зерен в 1 г осадка. В мелководных мелко-

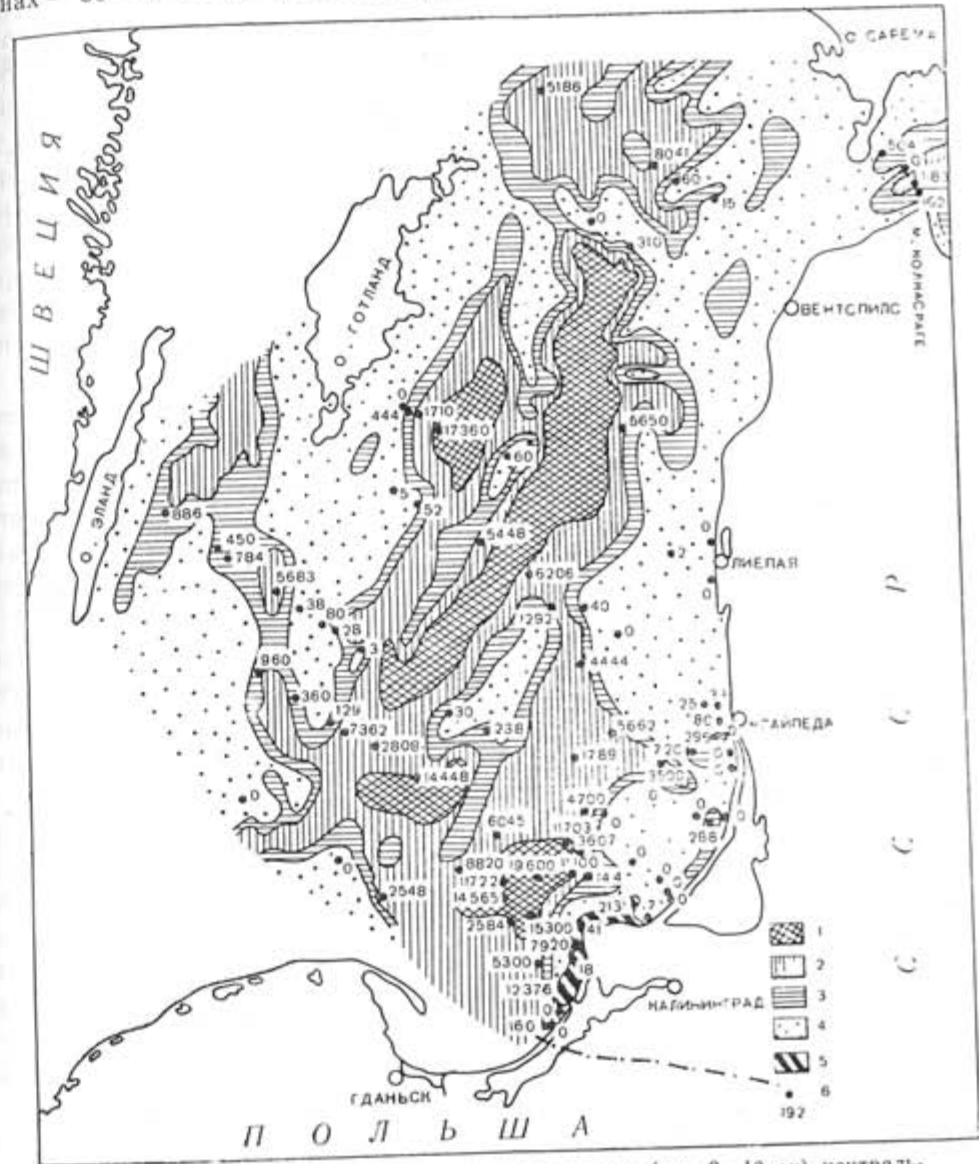


Рис. 3. Содержание пылицы в верхнем слое осадков (гор. 0—10 см) центральной и юго-восточной частей Балтийского моря (в шт. зерен/1 г осадка)
 1 — > 10000 ; 2 — $10000-1000$; 3 — $1000-100$; 4 — < 100 ; 5 — участки с преобладанием в осадках пылицы третичной флоры; 6 — фактическое содержание пылицы в отдельных пробах (в шт./1 г осадка)

алевритовых илах (глубины до 50 м) насчитано до 500 зерен, а в глубоководных (глубины залегания 50—100 м) — от 450 до 5,7 тыс. В пелитовых илах, залегающих до глубины 100 м, насчитано до 6 тыс. зерен, во время как на глубинах 100—160 м их содержание колебалось от 2,8 до 17,4 тыс.

В подавляющем большинстве проб была констатирована только автохтонная пыльца хорошей сохранности (заметные количества зерен плохой сохранности были отмечены лишь на станциях 277 и 1051). Зерна переотложенной (аллохтонной) пыльцы в осадках сравнительно

Таблица 2

Распределение пыльцы древесных пород (средние спектры) в осадках прибрежных и центральных участков Балтийского моря

		<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Q. mixtum</i>	<i>Corylus</i>	Число проб
Прибрежные участки моря	m	70,6* 2,4	6,4 1,0	8,1 1,3	9,2 1,4	4,3 0,8	1,4 0,3	10
Центральные участки моря	m	61,4 6,1	5,1 1,0	13,3 2,9	11,4 2,6	6,2 1,6	2,7 1,0	10

* — Средний спектр (% к общему количеству древесной пыльцы)
m — средняя статистическая погрешность

редки: их количество в отдельных пробах колеблется от единичных зерен до 2—4% от общей суммы пыльцы. Лишь в прибрежной и юго-восточной части Балтийского моря, главным образом, у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы, аллохтонная пыльца встречается почти во всех образцах и в повышенных количествах: от 8 до 12% всего количества пыльцы (ст. 270, 320, 265, 239). Переотложенную пыльцу в основном образуют зерна пыльцы третичного возраста, очень редко, мезозойского или палеозойского. Основным источником третичной пыльцы являются очень богатые ею миоценовые отложения (пески и крупные алевроиты), обнажающиеся у побережья Самбийского полуострова на глубинах 5—25 м (ст. 38, 54, 140, 284, 290 и 294; рис. 1 и 3). Вблизи этого района в современных осадках установлены максимальные количества третичной пыльцы. По мере удаления от этих выходов на поверхность дна миоценовых отложений количество третичной пыльцы заметно падает и нигде в другом участке изучаемого района Балтики (рис. 1) в таких концентрациях не встречается. Это говорит о том, что нигде в другом участке дна, а также, видимо, и в пределах прилегающих участков водосбора третичные породы не размываются и осадочный материал в заметных количествах в море не поставляется.

Кроме переотложенной пыльцы в некоторых пробах осадков были встречены зеленые водоросли. Особенно много их установлено в осадках на станциях 240, 243 и 247, т. е. напротив Клайпедского пролива, а также на станции 220. В осадки района Клайпедского пролива водоросли поступают, скорее всего, из Куршского залива, где они, вероятно, получили максимальное развитие.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров во всех пробах преобладает пыльца древесных пород, которая в среднем составляет более 90% всей суммы зерен. Пыльца травянистых растений и споры присутствуют примерно в равных количествах и составляют около 2—6%.

Среди древесной пыльцы в пробах преобладает пыльца сосны, которая в среднем в сумме древесной пыльцы составляет 65%. В отдельных пробах ее содержание возрастает до 84% или уменьшается до 35%. На втором и третьем местах по распространению находится пыльца березы и ольхи, которые в спектрах составляют 8—16% и 7—14% соответственно. На долю пыльцы ели падает 2—12% всей суммы древесных зерен. Постоянно, но в небольшом количестве (2—10%), в осадках присутствует пыльца широколиственных пород (дуба, липы, граба, вяза, бука). Среди широколиственных наиболее распространен дуб, количество пыльцы которого в отдельных пробах достигает 5—7%. Пыльца остальных представителей широколиственных пород присутствует в виде единичных зерен или составляет единичные проценты. Пыльца орешника отмечалась почти во всех пробах, но в небольшом количестве (1—4%). Спорадически, и причем в единичных зернах, встречалась пыльца ивы.

Из травянистых растений наиболее часто встречалась пыльца семейств Gramineae, Compositae, Chenopodiaceae. Среди злаковых значительное количество принадлежит пыльце зерновых культур. Также была констатирована в осадках пыльца гидрофитов и гигрофитов. Характерно, что эта пыльца встречалась в основном у юго-восточного побережья Балтики, тогда как в северо-западной части моря она почти полностью отсутствовала.

Пыльца водных и прибрежных растений в Балтийское море поступает из рек и ручьев, впадающих в море. С юго-восточной части водосбора в море впадает ряд крупных рек (рис. 1), поэтому в осадках района, прилегающего к этой части суши, пыльца водных и прибрежных растений присутствует в повышенных количествах.

В двух пробах (стр. 276 и 349) была найдена пыльца *Myrica gale* L. (*Gale palustris* Chev.) Это растение в настоящее время на территории Литовской ССР произрастает только в окрестностях гор Прекуле и гор Швянтойи, расположенных несколько южнее и севернее гор Клайпеды (Snarskis, 1954). Ареал произрастания *Myrica gale* L. захватывает также восточную и южную Швецию, побережья Польши и Германии (H. Meusel, E. Jäger, E. Weinert, 1965). Пыльца этих растений в открытые части моря была занесена, вероятно, сильными ветрами из Швеции или Польши, так как морские течения у Советской Прибалтики чаще всего идут вдоль берега и преимущественно имеют северное направление.

Из споровых растений наиболее часто встречаются споры папоротников и сфагновых мхов. Единичными зернами отмечаются споры зеленых мхов и плаунов. В южной части моря в двух пробах (ст. 362, 725) найдены очень хорошей сохранности споры *Selaginella selaginoides* (L.) Link. В Европейской части СССР этот плаун встречается на севере водосбора Балтики и обитает преимущественно в затененных местах на скалах и в торфяных болотах (Флора СССР, т. 1, 1934; Сладков, 1951). Это растение продвигается по берегам рек и по лугам, развитым на песчаных почвах, и значительно южнее. Отдельные пункты произрастания этого

Таблица 3
Средние спектры пыльцы древесных пород в осадках Балтийского моря
в зависимости от глубины их залегания

Интервалы глубин в м		<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Q. mix.</i>	<i>Corylus</i>	Кол-во проб
0—25	m	73,5 3,0	8,0 1,6	8,7 1,6	7,0 1,9	2,1 0,4	1 0,4	6
25—50	m	66,4 3,9	8,0 1,9	10,2 1,6	9,1 1,8	4,9 0,8	1,1 0,2	8
50—75	m	62,1 2,1	6,2 0,8	11,7 1,4	12,0 1,4	6,2 0,9	1,7 0,4	12
75—100	m	61,5 3,9	4,2 0,5	11,3 2,3	14,4 1,6	6,4 1,2	2,4 0,5	10
100>	m	57,8 4,8	4,6 1,8	18,2 2,7	10,3 1,1	7,0 1,4	2,1 0,4	6

m — средняя статистическая погрешность.

плауна известны у побережья Балтийского моря на территории Эстонской ССР и Латвийской ССР. Ареал произрастания *Selaginella selaginoides* (L.) Link. спускается по горам Скандинавского полуострова до северной Дании (Н. Meusel, E. Jäger, E. Weinert, 1965). В северной части изучаемого участка моря споры этого плауна не были найдены. По-видимому, споры, встреченные нами в современных осадках станции 362 и 725, также перенесены сильными ветрами со Скандинавского полуострова, так как преобладающее направление ветров на этой территории с юго-запада.

Интересно также отметить, что в одной пробе (ст. 273) была найдена спора *Osmunda regalis* L. прекрасной сохранности. Северная граница ареала произрастания этого папоротника доходит до южной Швеции, а восточная — до р. Вислы (Н. Meusel, E. Jäger, E. Weinert, 1965). В пределах Советской Прибалтики *Osmunda regalis* L. не произрастает. Морскими течениями, а также сильными ветрами, споры этого папоротника довольно широко разносятся от места произрастания.

Количественное соотношение пыльцы древесных пород в спектрах меняется: в одних пробах больше присутствует хвойных и меньше лиственных, в других — наоборот, содержание пыльцы лиственных пород возрастает, а хвойных несколько падает. Однако, несмотря на эти незначительные колебания в содержании пыльцы, порядок количества доминирующих видов в осадках выдерживается.

При всестороннем анализе полученных данных было выяснено, что состав спектров пыльцы в современных осадках Балтийского моря зависит, главным образом, от глубины их залегания (табл. 3), в то время как отдаленность от берега на состав не оказывает почти никакого влияния (табл. 2). Полученные отклонения средних величин пыльцы древесных пород в спектрах прибрежных районов и центральной части моря

почти не превышает величины статистической погрешности. Балтийское море имеет сравнительно небольшую ширину (около 700 км), поэтому пыльца анемофильных растений сильными ветрами может легко переноситься даже через все море. Совсем иное воздействие оказывает на формирование спектра пыльцы глубина. Чтобы выяснить особенности распределения пыльцы в зависимости от глубины, мы вычислили среднее содержание пыльцы каждой древесной породы (средние спектры) через 25 м глубины, а также среднюю статистическую погрешность этих содержаний (табл. 3). Средняя статистическая погрешность показывает, насколько средние содержания могут отличаться от действительных величин, подсчитанных по очень большому числу спектров. При подсчете всех средних процентных содержаний пыльцы древесных пород брались данные анализов только тех проб, которые были взяты из самого поверхностного слоя (горизонт 0—5 см). Такие пробы характеризуют более или менее одинаковый отрезок времени, на протяжении которого лесная растительность мало изменялась. Таким образом, мы избегали возможных искривлений состава пыльцевых спектров, вызванных методом отбора проб (т. е. временем).

Таблица 4
Средние спектры пыльцы древесных пород в различных типах осадков
Балтийского моря

		<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Q. mix- tum</i>	<i>Cory- lus</i>	Число проб
Ил пелитовый	m	58,4 6,7	4,8 1,2	15,6 3,2	11,4 1,6	7,0 1,8	2,2 0,8	5
Ил алевроитово-пелитовый	m	62,8 3,3	6 0,6	12,1 2,2	11,5 1	6,6 0,9	2 0,1	9
Ил мелкоалевритовый	m	61,4 3,7	5,2 0,8	12,2 1,5	13,5 1,8	5,6 1	2,3 0,5	10
Крупный алевроит	m	70,9 3,2	7,1 1,2	9,0 1,8	7,2 1,2	3,8 0,8	1,7 0,2	10
Песок	m	75,3 4,7	7,8 2,6	9,2 1,8	5,2 1,7	2,2 0,6	0,3 0,1	5

m — средняя статистическая погрешность

Максимальное содержание пыльцы сосны отмечается в мелководных участках моря (до глубины 0—25 м), где она в среднем спектре составляет 73,5%, со статической погрешностью 3,0. С увеличением глубины ее содержание постепенно падает. На глубинах более 100 м количество пыльцы сосны имеется только 57,8%, со статистической погрешностью 4,8, т. е. уменьшается на 15,7%. Пыльца ели распределена аналогично пыльце сосны и ее содержание уменьшается в среднем спектре от 8% (ст. погрешн. 1,6) на глубинах 0—50 м до 4,6 (ст. погрешн. 1,8) на глубинах более 100 м.

Распределение пыльцы березы, ольхи, широколиственных и орешника обратное: в мелководных участках моря ее меньше, в глубоководных — больше. На глубине до 25 м среднее процентное количество пыльцы березы составляет 8,7% (ст. погрешн. 1,6), а на глубине 100 м ее количество увеличивается до 18,2% (ст. погрешн. 2,7) т. е. на два раза. Статистическая достоверность этого вывода 4,7. Самое большое количество пыльцы ольхи имеется на глубине 75—100 м, где она составляет 14,4% (ст. погрешн. 1,6) среднего спектра, а минимальное — до 25 м (7%). Глубже 100 м количество пыльцы ольхи несколько уменьшается (до 10,3%).

Широколиственные породы на глубине до 25 м в среднем спектре составляют 2,1% (ст. погр. 0,4), на глубине свыше 100 м — 6,8% (ст. погрешн. 1,4), т. е. количество пыльцы увеличивается в три раза.

Разница между средними содержаниями пыльцы отдельных древесных пород смежных интервалов глубин довольно небольшая и иногда не превышает величину статистической погрешности. Если же брать разницу в глубинах более 50 м, колебания средних содержаний пыльцы в полученных интервалах глубин превышает статистические погрешности. Это дает основание полагать, что полученные нами выводы о распределении пыльцы в зависимости от глубины являются правильными.

Известно, что пыльца разных растений отличается друг от друга как по своей морфологии, так и по величине зерен и их массе (Pohl, 1937; Duakowska, 1959). Следовательно, ее перенос и осаждение в воде происходит с разной скоростью (Сейбутис, 1966). Эти особенности и являются основной причиной неодинакового распределения пыльцы по глубине.

Крупная и сравнительно тяжелая пыльца сосны и ели, попавшая в море, оседает сравнительно быстро, в результате чего ее содержание в мелководных (прибрежных) участках более значительное, чем в глубоководных. Мелкая и более легкая пыльца березы, ольхи, орешника и широколиственных пород оседает медленнее, в результате чего уносятся морскими течениями в более глубокие участки моря, образуя в глубоководных осадках несколько повышенные ее концентрации.

Распределение пыльцы древесных пород находится в довольно тесной связи с гранулометрическим составом осадков. Зерна пыльцы хвойных (сосна и ель), как наиболее крупные, в повышенных количествах концентрируются в наиболее грубых типах отложений — в песках и крупных алевритах (табл. 4). Пыльца березы, ольхи, орешника и широколиственных пород, как наиболее мелкая, наоборот, в повышенных количествах концентрируется в илистых типах отложений. Характерно, что как в том, так и в другом случае, наиболее резкий скачок увеличения или уменьшения содержания пыльцы происходит при переходе от илов к несвязным осадкам (крупным алевритам и пескам). В целом в песках содержание пыльцы березы и ольхи примерно в два раза меньше, чем в илах, широколиственных пород — в три раза меньше, орешника — в семь раз. Разница в содержании пыльцы хвойных в песках и илах заметно меньше, особенно у сосны.

Такое распределение пыльцы по гранулометрическим типам осадков обуславливается гидродинамикой моря и законами механической дифференциации осадочного вещества. Крупные зерна пыльцы, как и крупные терригенные частицы (песчаные и алевритовые), осаждаются, главным образом, на мелководье, в то время как тонкие зерна вместе с пелитом уносятся далеко в море и осаждаются вместе с тонким терригенным материалом в гидродинамически наименее активных участках — в центральных частях моря и на больших глубинах.

Спорово-пыльцевые спектры осадков Балтийского моря довольно точно отражают общий состав лесной растительности окружающей суши. Эта суша входит в зону широколиственных хвойных лесов. Около 55% облесенной территории прилегающих частей водосбора занимают сосновые леса, 15% — еловые, 16% — березовые, 12% — ольховые. Широколиственные породы составляют только 2%. Из широколиственных наиболее широко распространены дубравы (около 1,6%), в то время как остальные породы образуют доли процента. Лесная растительность территории северо-западного побережья Балтийского моря в основном такая же как и юго-восточного. Средние спектры древесных пород из этих частей моря почти тождественны. Разница между средним спектром не превышает статистических погрешностей (табл. 5). Сравнительная соотношение пород лесной растительности с пыльцевыми спектрами осадков Балтийского моря, видим, что поправочные коэффициенты будут незначительные. Более точно характер окружающей растительности отражают спектры пыльцы илов, т. е. осадков, отложившихся глубоко в море. Процентное содержание пыльцы ольхи, березы и сосны в этих типах осадков почти совпадает с действительной картиной состава лесной растительности этих пород. Исключение составляет пыльца широколиственных, которой в илах, как правило, больше и пыльца ели, которой обычно меньше, чем соотношение этих пород в современных лесах. В несвязных осадках спектры обычно более искривленные. В этих отложениях более или менее правильно отражается соотношение (т. е. процентное содержание) широколиственных, частично ели, в то время как соотношение сосны несколько повышено, а березы и ольхи — понижено.

Таблица 5

Средние спектры пыльцы древесных пород в осадках северо-западной и юго-восточной частях Балтийского моря

		<i>Pinus</i>	<i>Picea</i>	<i>Betula</i>	<i>Alnus</i>	<i>Q. mitum</i>	<i>Corylus</i>	Число проб
Северо-западная часть	III	65,3	6,0	10,5	9,3	7,7	1,4	9
	IV	3,5	1,5	0,5	1,3	0,9	0,45	
Юго-восточная часть	III	65,3	5,5	11,0	10,5	5	2,2	9
	IV	4,4	1,1	2,0	2,3	1,0	0,5	

Повышенное количество пыльцы широколиственных пород в современных осадках дна Балтийского моря в какой-то степени следует свя-

зывать с действием преобладающих ветров (юго-западного направления). В южных районах водосбора широколиственные породы развиты более широко. Их пыльца несомненно переносится ветрами дальше на север. Спорово-пыльцевые спектры осадков Балтийского моря в большинстве случаев аналогичны спектрам озерных отложений (Кабайлене, 1965). Как в морских, так и в озерных осадках доминирует пыльца одних и тех древесных пород, отмечены примерно одни и те же закономерности количественного ее распределения в зависимости от глубины и типа осадков. Однако, в спектрах озерных отложений процентное содержание пыльцы древесных пород колеблется в более значительных пределах, чем в спектрах морских осадков. Особенно большие отклонения в спектре содержания отдельных древесных пород от среднего спектра нами наблюдалось в пробах болотных отложений. В спектрах озерных и болотных отложений в значительной степени может отражаться влияние местной растительности. Пыльца, попавшая в Балтийское море, в результате длительного переноса более сильно перемешивается, а затем, сортируется согласно законам механической дифференциации, вследствие чего влияние местной растительности сказывается меньше. В результате спектры осадков небольших замкнутых морей и больших озер отражают общие черты лесной растительности участков суши в какой-то степени точнее, чем спектры отложений маленьких озер и болот. Эта особенность подтверждается и нашими наблюдениями. Так, например, в пробе наносов одного из ручьев г. Пионерского (Самбийский полуостров, ст. 157а), отобранного всего лишь в 100 м от уреза моря, спектр пыльцы состоял на 86% из ольхи, в то время как пыльца сосны, ели и березы, доминирующие в спектрах морских осадков, составляли единицы процентов. Такой спектр пыльцы наносов ручья обусловлен исключительно местной растительностью: среди зарослей долины ручья резко преобладает ольха, в то время как породы других деревьев встречаются довольно редко. Это говорит о том, что спектры иногда отражают характер растительности ограниченных территорий и по полученным данным единичных проб делать выводы о составе растительности более обширных площадей нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

- БЛАЖЧИШИН А. И., ЕМЕЛЬЯНОВ Е. М.: 1969. Геологические исследования в Балтийском море на и/с «Профессор Добрынин». — «Океанология», 6.
 ВРОНСКИЙ В. А., ПАНОВ Д. Г. Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое морских осадков Средиземного моря. — Докл. АН СССР, т. 153, № 2, 1963.
 КАБАЙЛЕНЕ М. В. Распределение пыльцы в поверхностном слое озерных отложений Литвы. Сб.: Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы. Вильнюс, 1965.
 КОРЕНЕВА Е. В. Спорово-пыльцевой анализ донных отложений Охотского моря. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. XXII, 1957.
 КОРЕНЕВА Е. В. Споры и пыльца из донных отложений Западной части Тихого океана, Москва, 1964.
 КОРЕНЕВА Е. В. Маринопалинологические исследования в СССР. Сб.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеогеографии, 1956.

- МАЛЬГИНА Е. А., МАЕВ Е. Г. Спорово-пыльцевые спектры донных осадков Каспийского моря. — Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1966, № 2.
 ПАНОВ Д. Г., ВРОНСКИЙ В. А., АЛЕКСАНДРОВ А. Н. Распределение и состав пыльцы и спор в поверхностном слое осадков Азовского моря. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 4.
 СЕИБУТИС А. А. О селективности седиментации пыльцевых зерен при переотложении осадочных пород. Сб.: Палинология в геологических исследованиях Прибалтики, Рига, 1966.
 СЛАДКОВ А. Н. Определение видов *Lycopodium* L. и *Selaginella* Spring по спорам и микроспорам. Материалы по геоморфологии и палеогеографии, 5, 1951.
 ДУАКОВСКАЯ J. Podręcznik palynologii, Warszawa, 1959.
 LUBLINER-MIANOWSKA K. Pollen analysis of the surface samples of bottom sediments in the bay of Gdańsk. — Acta Societatis Botanic. Polon. Vol. 31, Nr. 2, 1962.
 MEUSEL H., JÄGER E., WEINERT E. Vergleichende Chronologie der zentraleuropäischen Flora, Jena, 1965.
 POHL T. Die Pollenkorngewichte einiger windblütiger Pflanzen und ihre ökologische Bedeutung. Beih. Botan. Zentralbl. LVII, Abt. A, 1—2.
 SNARSKIS P. Vadovas LTSR augalams pažinti. Vilnius, 1954.

[Поступило: 12.6.1968]

COMPOUND AND DISTRIBUTION OF SPORES AND POLLEN OF THE BOTTOM SEDIMENTS IN THE CENTRAL AND SOUTH-EASTERN AREAS OF THE BALTIC SEA

by

O. KONDRATIENE, A. I. BLAZHCHISHIN, E. M. EMELIANOV

SUMMARY

100 samples, collected from the bottom sediments of the Central and South-Eastern region of the Baltic Sea, were analysed (Fig. 1). The majority of the samples were taken from the 5 cm deep layer, which had been formed in the last 50—100 years, judging from the progress of sedimentation in the Baltic Sea.

The number of pollen grains varies from some to 20,000 in 1 g (Table 1). Pollen concentration is conditioned by the character of deposit. Pollen is minimal in sand, while in silt and clay it is maximal. Pollen increases with the amount of clay and with the depth of the sea (Fig. 2). Pollen was found most abundant in the central area of the Baltic Sea (Fig. 3).

Pollen has been well preserved; few grains are broken and rebbed. A greater number of rebbed grains was found in the south-eastern region of the explored area. These grains were mostly those of tertiary pollen. That is due to the fact that the tertiary deposits, very rich in pollen, is

washed out from the bottom of the sea near the Sambian Peninsula (Stations No 38, 54, 140, 284, 290, 294) (Fig. 1 and 3) and is widely dispersed by currents. The quantity of pollen decreases with the increase of the distance from outcrops of the tertiary rocks.

Arboreal pollen predominates in all spectra (90—95%). The quantity of grass pollen and spores is small (2—10%). From tree pollen that of *Pinus* predominates, constituting 65% on the average (varying between 84% and 35%), then follows *Betula* (8—16%) and *Alnus* (7—14%); *Picea* is in the 3d place (2—12%). *Quercetum mixtum* makes up 2—10% and *Corylus* — 1—2%.

In the investigated area pollen distribution depends as a matter of fact on the depth (Table 3) and is almost not conditioned by the distance from the shore (Table 3). The maximum amount of the pollen of *Pinus* and *Picea* was found in the depth of up to 25 m, and the minimal amount — in the depth of more than a 100 m. The pollen of *Betula*, *Alnus*, *Quercetum mixtum* and *Corylus* is distributed differently: in greater depths it is more abundant than nearer to the surface (Table 3). The statistical inaccuracy of average spectra of greater depths is smaller than the differences of average spectra.

Pollen distribution is also connected with the granulometric composition of the sediments. Large pollen (of *Pinus*, *Picea*) is more abundant in sand, while small pollen (of *Betula*, *Alnus*, *Corylus*, *Quercetum mixtum*) is met in clayey silt. Such distribution is conditioned by general laws of marine hydrodynamics and mechanical differentiation during the deposition.

ZUSAMMENSETZUNG UND VERTEILUNG DER SPOREN UND POLLEN IN DEN BODENABLAGERUNGEN DER ZENTRALEN UND SÜDÖSTLICHEN TEILE DER OSTSEE

von

O. KONDRATIENE, A. I. BLASCHTSCHISCHIN, E. M. EMELJANOV

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurden 100 Proben, die aus der Sedimentoberfläche des zentralen und südöstlichen Teiles der Ostsee entnommen wurden, analysiert (Abb. 1). Die meisten der Proben wurden aus einer 5 cm mächtigen Schicht entnommen, die nach der in der Ostsee vor sich gehenden Sedimentationsschnelligkeit zu schliessen, während 50—100 Jahren entstanden.

Das Pollenquantum in 1 gr Sedimente ist sehr verschieden und kann einige bis zu 20 Tausend Körnchen betragen (Tab. 1). Die Konzentration

der Pollen wird durch den Sedimenttyp bedingt. Im Sand findet man wenig Pollen, im schluffigen und tonigen Schlamm dagegen sehr viel. Je grösser der Anteil des Tones und je tiefer die See ist, desto zahlreicher treten die Pollen auf (Abb. 2). Die höchste Zahl erreichen sie im zentralen Teil der Ostsee (Abb. 3).

Die Pollen sind vorwiegend gut erhalten, nur ein kleiner Teil ist zerrissen oder angespült. Eine grössere Menge sekundärer Pollen wurde in südöstlichen Teil des der Untersuchung unterliegenden Gebietes aufgefunden. Dies sind hauptsächlich Tertiär-Pollen. Die pollenreichen Sedimente des Tertiärs werden aus dem Grund der Ostsee, unweit der samländischen Halbinsel (Station Nr. 38, 54, 140, 284, 290, 294; 1. und 3. Abb.), ausgespült und von den Strömungen fortgetragen. Je weiter die Entfernung von den Ausläufern der tertiären Sedimente ist, desto kleiner wird die Pollenmenge.

In allen Sporen-Pollen-Spektren herrschen Baumpollen vor (90—95%). Pollen und Sporen von Gräsern gibt es nur wenig (2—10%). Die am meisten vorkommenden Baumpollen sind solche der Kiefer (*Pinus*), die durchschnittlich 65% ergeben und im allgemeinen zwischen 84—35% schwanken. An zweiter Stelle stehen in dieser Hinsicht *Betula* (8—16%) und *Alnus* (4,7—14%), an dritter Stelle — *Picea* (2—12%). *Quercetum mixtum* kommt mit 2—10% und *Corylus* mit 1—2% vor.

Die Verteilung der Pollen in den oberen Sedimenten der untersuchten Ostseebodenfläche wird wesentlich von der Tiefe bedingt (Tab. 3), während die Entfernung vom Strand dabei fast keine Rolle spielt (2. Tab.). Die Maximalmengen der Kiefer und der Fichte wurden auf seichten Stellen, bis zu 25 m, und die Minimalmengen — tiefer als 100 m festgestellt. Die Pollen der Birke, Erle, der breitblättrigen Bäume und des Haselstrauches entgegengesetzt: an seichten Stellen gibt es weniger, an tiefen — mehr (Tab. 3). Die statistische Abweichung des Spektrendurchschnittes grösserer Tiefen ist kleiner als der durchschnittliche Unterschied zwischen den Spektren.

Die Verteilung der Pollen hängt auch mit dem granulometrischen Bestand der Sedimente zusammen. Größere Pollen (der Kiefer, Fichte) befinden sich in grösserer Anzahl in grobkörnigem Schluff, feinere Pollen (der Erle, Birke, des Haselstrauches, breitblättriger Bäume) — im tonigen Schlamm. Eine solche Pollenverteilung bedingt die allgemeine Hydrodynamik des Meeres und die Gesetzmässigkeit der mechanischen Differenzierung während des Sedimentationvorganges.